

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DES VARIATIONS D'ANISOTROPIE SISMIQUE SOUS L'ARCTIQUE
CANADIEN PAR LA MÉTHODE DE « SHEAR WAVE SPLITTING »

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
JEAN-MICHEL DUBÉ

JANVIER 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier Fiona Ann Darbyshire, ma directrice de recherche, pour sa patience, son calme implacable, ses encouragements et sa compréhension. Elle est la principale raison pour laquelle cette entreprise est venue à terme. Je voudrais remercier ma belle Alexia pour son regard, ses sourires, ses premiers émerveillements que je revis un peu à travers elle à chaque jour qui passe. Elle seule a le secret pour me faire voler tout en me gardant les deux pieds sur terre. Je voudrais aussi remercier ma mère Renée, mon père Jean-Yves et mon frère Étienne pour leur présence ainsi que Jean-François, Laurent-Denis et Sophie pour leur écoute et les moments passés en leur compagnie à me poser les mêmes éternelles questions.

Et Jonathan... Merci.

DÉDICACE

À Alexia, Élie et Anna-Belle

TABLE DES MATIÈRES

<u>Section</u>	<u>Page</u>
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES CARTES	viii
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES ABBRÉVIATIONS	xiii
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xiv
RÉSUMÉ	xv
CHAPITRE I INTRODUCTION	1
1.1 REVUE GÉOLOGIQUE	3
1.2 REVUE GÉOPHYSIQUE	9
1.3 REVUE SISMOLOGIQUE	12
1.4 ANISOTROPIE SISMIQUE	14
1.5 SHEAR WAVE SPLITTING (« SWS »)	16
1.5.1 Principes de base	16
1.5.2 Origine du phénomène	26
1.5.3 Études « SWS » de l'Amérique du Nord	29
1.5.4 Outils	32
CHAPITRE II STATIONS ET DONNÉES	34
2.1 LOCALISATION DES STATIONS SIMIQUES	34
2.2 DONNÉES	36
2.3 CONTRÔLE PRÉLIMINAIRE DE LA QUALITÉ ET PRÉPARATION DES DONNÉES	38
CHAPITRE III ANALYSE DES ÉVÈNEMENTS TÉLÉ-SIMIQUES	44
CHAPITRE IV RÉSULTATS	51
4.1 CLASSIFICATION	51
4.2 RÉSULTATS	53
CHAPITRE V COMPARAISON ET INTERPRÉTATION	56
5.1 GÉOLOGIE ET TECTONIQUE	57
5.2 DIRECTION ET AZIMUT-ARRIÈRE	62

5.3 MOUVEMENT ABSOLU DES PLAQUES (APM)	69
5.4 FLUX MANTELLIQUES.....	73
5.5 ANOMALIE DE BOUGUER	78
5.6 ANOMALIE MAGNÉTIQUE	82
5.7 POINTS D'INTERSECTION (PIERCING POINTS)	88
5.7.1 Flux Mantelliques TX2008-V1	89
5.7.2 Flux Mantelliques TX2008-V2	92
5.7.3 Anomalie de Bouguer	95
5.7.4 Anomalie Magnétique	98
5.7.5 Bilan des Points d'Intersection.....	101
CHAPITRE VI SYNTHÈSE	102
CHAPITRE VII CONCLUSION	105
ANNEXE A CARTES SUPPLÉMENTAIRES DES MODÈLES DE FLUX MANTELLIQUES.....	107
ANNEXE B GMT ET VISUALISATION DES RÉSULTATS.....	109
ANNEXE C LISTE DES RÉSULTATS D'ANALYSES « SWS »	110
RÉFÉRENCES ET BIBLIOGRAPHIE	117
RÉFÉRENCES	117
WEBGRAPHIE.....	126

LISTE DES FIGURES

<u>Figure</u>	<u>Page</u>
<p>Figure 1.1 : Exemple d'alignement minéralogique dans un échantillon carotté. L'orientation uniforme de l'élongation des minéraux détermine la direction rapide d'anisotropie. La direction lente y est perpendiculaire (British Geological Survey).....</p>	15
<p>Figure 1.2 : Schéma d'un signal sismique polarisé traversant un milieu anisotrope et se décomposant en deux signaux sismiques ayant des vitesses de propagation différentes en fonction de l'anisotropie du milieu (après Wüstefeld et al, 2008).</p>	16
<p>Figure 1.3 : Trajet des différentes phases sismiques traversant le manteau (M), le noyau externe (OC, outer core) et le noyau interne (IC, inner core), incluant les phases SKS et SKKS utilisées dans cette étude.....</p>	21
<p>Figure 1.4 : Exemple de graphiques des paramètres d'anisotropies ϕ et δt en fonction de l'azimut-arrière (Savage, 1999) et démontrant la périodicité du signal en $\pi/2$.</p>	23
<p>Figure 1.5 : Schéma représentant les zones de Fresnel en fonction de la profondeur pour des signaux SKS parvenant quasi verticalement à deux stations sismiques voisines. (Alsina et Snieder, 1995 et Savage, 1999).....</p>	24
<p>Figure 2.1 : Sismogramme d'excellente qualité et montrant les deux phases, SKS et SKKS, bien définies et possédant un rapport signal/bruit élevé.</p>	40
<p>Figure 2.2 : Sismogramme montrant seulement la phase SKS. Elle est bien définie mais le rapport signal/bruit est intermédiaire et aura possiblement une influence sur la qualité du résultat de l'analyse « SWS ».....</p>	41
<p>Figure 2.3 : Sismogramme ne montrant presque pas de phase apparente. Une phase SKS est perceptible mais le rapport signal/bruit est très bas, au point de ne pas pouvoir utiliser ce signal pour une étude « SWS ».</p>	42
<p>Figure 3.1 : Exemple de choix d'intervalle lors de l'exécution de SHEBA pour un évènement capté en le 5 juin 2001 par les instruments de la station sismique ALE. A et F (en rouge) représente le début et la fin des fenêtres de sélection pour le début et la fin du signal de la phase SKS respectivement.</p>	44

Figure 3.2 : Résultat de la station RES qualifié de « Split » d'excellente qualité.....	46
Figure 3.3 : Résultat de la station IBF qualifié an tant que résultat « Null » d'excellente qualité.....	48
Figure 5.1 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des évènements sismiques captés par la station ALE. Les points violets représentent les résultats excellents, les points roses, les bons résultats. Les carrés représentent les résultats « Nulls » et les cercles, les résultats « Splits ». Finalement, les barres d'erreurs sont présentées pour les résultats « Splits ».....	63
Figure 5.2 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des évènements sismiques captés par la station EUNU.....	64
Figure 5.3 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des évènements sismiques captés par la station MBC.....	65
Figure 5.4 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des évènements sismiques captés par la station PINU.....	66
Figure 5.5 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des évènements sismiques captés par la station RES.....	67
Figure 5.6 : Profils des viscosités V1 et V2 provenant de Forte et al. (2010). L4 étant un profil de viscosité théorique à quatre couches n'étant pas d'intérêt dans la présente étude.....	74

LISTE DES CARTES

<u>Carte</u>	<u>Page</u>
Carte 1.1 : Géologie de l'Arctique. Carte 2159a, Compilation de la Commission Géologique du Canada de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs). La région d'étude est délimitée par le contour noir et s'étend de 70°N à 84°N et -122.5°W à -54°W.	3
Carte 1.2 : Géologie de la région d'étude extraite de la publication 2159a de la Commission Géologique du Canada de Harrison et al. (2011), (consultez pour la légende et le code de couleurs). Triangles rouges : stations sismographiques sources des données de cette étude.	4
Carte 1.3 : Domaines structuraux de la région de l'île d'Ellesmere et de la baie de Baffin tirés d'Oakey et Stephenson (2008). Le trait rouge correspond à une section géologique de la croûte produite par Harrison et Freitas (2007) et reproduite à la figure 3 d'Oakey et Stephenson (2008).	5
Carte 1.4 : Épaisseur de la croûte terrestre dans la région du détroit de Nares, de l'île d'Ellesmere et du nord-ouest du Groenland. Oakey et Stephenson (2008), figure 16.	11
Carte 2.1 : Bathymétrie/élévation et localisation des stations sismiques. GSN, CNSN, CHASME, ELLITE : voir la liste des abréviations.	34
Carte 4.1 : Carte bathymétrique et d'élévation (Jakobsson et al, 2012) avec la localisation des stations sismiques et l'ensemble des résultats d'analyse « SWS ».	55
Carte 5.1 : Géologie de la région d'étude avec l'ensemble des résultats excellents par stations selon la carte 2159a de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs), Commission Géologique du Canada.	58
Carte 5.2 : Géologie de la région d'étude avec les résultats stacks des stations permanentes et les résultats excellents des stations ELLITE selon la carte 2159a de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs), Commission Géologique du Canada.	59

Carte 5.3 : Échantillon local de la carte illustrant les domaines géologiques de la région entourant la station RES (St-Onge et al. 2015).	61
Carte 5.4 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques. Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	70
Carte 5.5 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.	70
Carte 5.6 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.	71
Carte 5.7 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.	71
Carte 5.8 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1. Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	75
Carte 5.9 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1.	75
Carte 5.10 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V2.	76
Carte 5.11 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V2.	76
Carte 5.12 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011). Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	79
Carte 5.13 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).	79
Carte 5.14 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).	80
Carte 5.15 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).	80

Carte 5.16 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011). Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	83
Carte 5.17 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011). Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.	84
Carte 5.18 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011).	85
Carte 5.19 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011).	86
Carte 5.20 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	89
Carte 5.21 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station EUNU.	89
Carte 5.22 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station MBC.	90
Carte 5.23 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station PINU.	90
Carte 5.24 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station RES.	91
Carte 5.25 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	92
Carte 5.26 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station EUNU.	92
Carte 5.27 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station MBC.	93
Carte 5.28 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station PINU.	93

Carte 5.29 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station RES.	94
Carte 5.30 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	95
Carte 5.31: Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station EUNU.	95
Carte 5.32 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station MBC. Notez le changement d'échelle.....	96
Carte 5.33 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station PINU.	96
Carte 5.34 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station RES. Notez le changement d'échelle.....	97
Carte 5.35 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.	98
Carte 5.36 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station EUNU. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.....	98
Carte 5.37 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station MBC.....	99
Carte 5.38 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station PINU. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.....	99
Carte 5.39 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station RES. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.....	100

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableau</u>	<u>Page</u>
Tableau 2.1 : Abréviations, coordonnées et période d'opération des stations sismiques.	35
Tableau 2.2 : Type de sismographes à large bande utilisés pour chacune des stations permanentes et période d'opération de chacun des appareils.	37
Tableau 2.3 : Nombre d'événements par station pour la première étape de sélection basée sur la distance et la clarté des signaux.	43
Tableau 3.1 : Énumération des résultats ayant passé le test confirmant la concordance, à l'intérieur de 10°, entre la direction (+/- 180°) de polarisation de la source et l'azimut-arrière.	50
Tableau 4.1 : Nombre de résultats par catégorie et pour chacune des stations.	52
Tableau 4.2 : Ensemble des résultats « stacks » par station et présentation des résultats des études antérieures.	54
Tableau 5.1 : Ensemble des résultats « stacks » par station et écart des directions rapides d'anisotropie avec les modèles de mouvements apparents des plaques (APM).....	72

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

APM	Absolute Plate Motion
CHASME	Canadian High Arctic Seismic Monitoring Experiment
CGC	Commission Géologique du Canada
CNSN	Canadian National Seismograph Network
ELLITE	Ellesmere Island Lithosphere Experiment
GMT	Generic Mapping Tools
GSN	Global Seismograph Network
IBCAO	International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology
SAC	Seismic Analysis Code
SAF	Simple Asthenospheric Flow
SHEBA	Shear-wave Birefringence Analysis
SWS	Shear Wave Splitting
UQÀM	Université du Québec À Montréal
VCD	Vertically Coherent Deformation

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

s	seconde
km	kilomètre
m	mètre
°	degré
ϕ	orientation géographique de l'axe rapide de polarisation en degré
δt	délai en seconde(s) entre les temps d'arrivées selon les axes de polarisation rapides et lents
ρ	densité en kilogramme par mètre cube (kg/m^3)

RÉSUMÉ

L'Arctique Canadien est une région relativement peu connue dont l'ouverture à l'exploration géologique et géophysique est relativement récente. Contenant plusieurs ceintures orogéniques et bassins ayant chacun leurs propres particularités, nous pensons que la complexité du secteur reflète fort probablement une complexité à l'échelle de la lithosphère. Le rôle des processus mantéliques passés et présents joué dans le développement de la région est encore mal compris et contraint. Nous comparons ici les données de onze stations sismiques situées dans l'Arctique Canadien. Quatre d'entre elles sont des stations permanentes du Canadian National Seismograph Network (CNSN) et du Global Seismograph Network (GSN). L'une des sept stations temporaires restantes faisait partie intégrante du réseau Canadian High Arctic Seismic Monitoring Experiment (CHASME) et les six autres sont des stations du projet Ellesmere Island Lithosphere Experiment (ELLITE), fruit d'une collaboration de la Commission Géologique du Canada, de l'Université d'Aberdeen au Royaume-Uni et de l'Université d'Aarhus au Danemark. Les données sismiques sont analysées à l'aide de la technique de « Shear Wave Splitting » (« SWS ») établit par Silver et Chan (1991) et consistant à minimiser l'énergie sur la composante tangentielle du signal d'une phase télé-sismique SKS ou SKKS dans le but d'établir sa direction de polarisation ϕ et le délai temporel δt entre les orientations rapide et lente de polarisation. Les résultats sont présentés et mis en comparaison avec divers lots de données géologiques et géophysiques afin de déterminer l'origine possible de l'anisotropie. D'une anisotropie sismique provenant des flux mantelliques à celle fossile provenant du manteau lithosphérique, nous avons tenté de déterminer s'il y a prépondérance de l'une ou de l'autre dans la région d'études et pour chacune des stations sismiques. Dans le contexte régional, la forte corrélation entre la géologie, appuyée par les tendances régionales des données géophysiques nous porte à penser que l'anisotropie sismique y serait dominée par le type fossile d'anisotropie (VCD), imprégnée dans le manteau lithosphérique.

Mots clés : Anisotropie sismique, Shear wave splitting, SWS, Arctique Canadien.

CHAPITRE I INTRODUCTION

L'Arctique Canadien est une région complexe et encore à ce jour relativement peu étudiée. Il est partiellement constitué de l'extrême nord du bouclier Canadien ainsi que plusieurs bassins et ceintures orogéniques. Des zones de failles et plissements d'orientation nord-ouest sud-est de l'île d'Ellesmere, aux structures nord-est sud-ouest et au diapirisme du bassin de Sverdrup, chacune des provinces géologiques la constituant possède ses caractéristiques propres. La complexité et la variation observées y reflètent le niveau de complexité à l'échelle de la lithosphère. Toutefois, les rôles joués par les processus mantelliques passés et présents sont à ce jour encore mal compris.

La modélisation de l'anisotropie sismique dans un contexte qui tend à la synthèse et l'intégration des différentes disciplines en sciences de la terre permet d'apporter un éclairage supplémentaire sur les processus en action au niveau de la limite asthénosphère-lithosphère. Il est généralement admis que l'anisotropie sismique résulte de deux phénomènes étroitement liés. Le premier provenant d'alignements minéralogiques (principalement l'olivine) dans les flux mantelliques sous-lithosphériques et l'autre provenant de fabriques fossiles des mêmes minéraux imprégnées dans le manteau lithosphérique.

Ce mémoire porte sur l'étude de l'anisotropie sismique dans la grande région de l'Arctique Canadien. D'abord en la modélisant et ensuite en la comparant aux divers types de données déjà disponibles, tel que la géologie, les relevés magnétiques et gravimétriques et finalement aux données de modélisation des flux mantelliques.

Objectifs

L'objectif final est d'établir, avec les données récoltées, une estimation de l'anisotropie sismique sous chacune des stations et, par interprétation et comparaison, déterminer la ou les origines possibles de celle-ci.

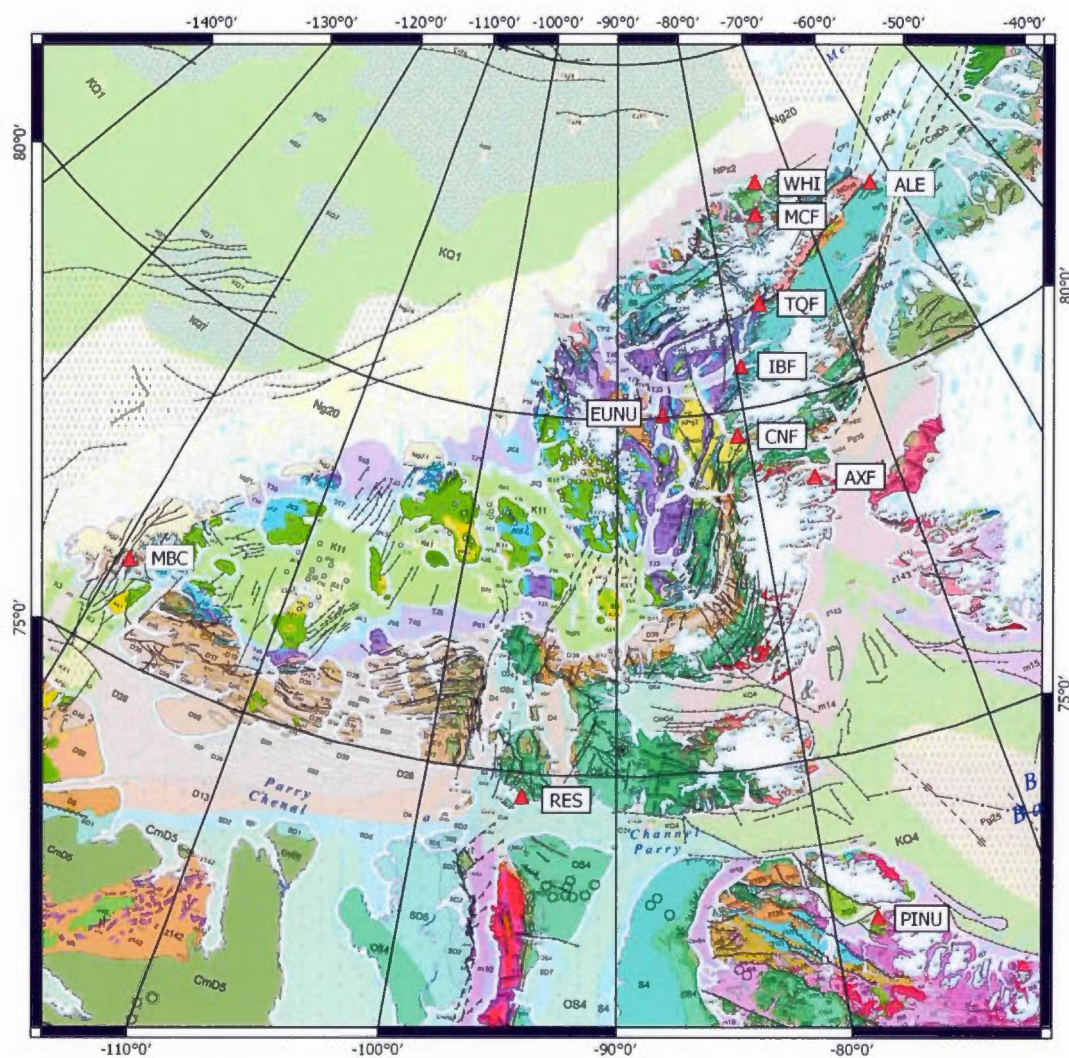
1.1 Revue géologique

L'Arctique Canadien est une région complexe et encore à ce jour peu étudiée. La carte géologique 1.1 illustre l'état actuel de notre compréhension de la géologie de cette région éloignée où beaucoup reste encore à faire.



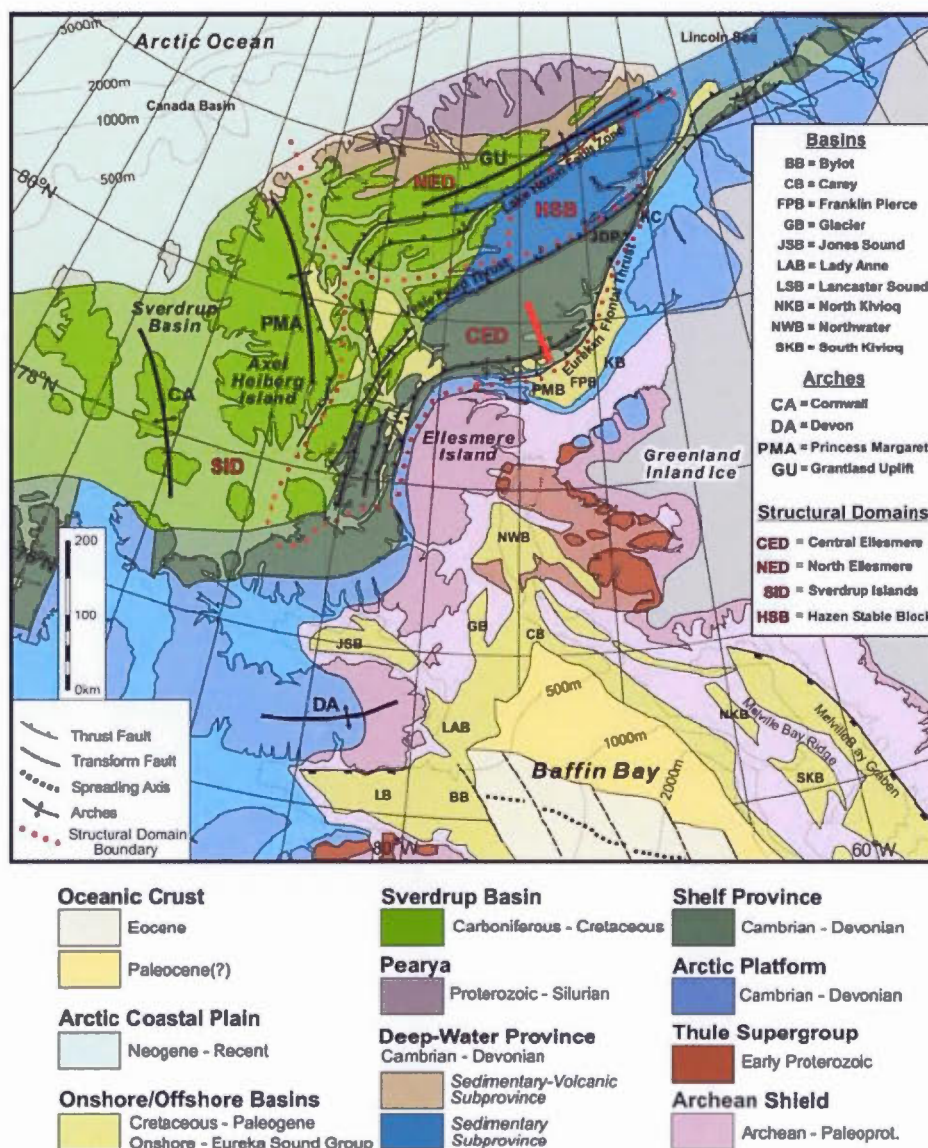
Carte 1.1 : Géologie de l'Arctique. Carte 2159a, Compilation de la Commission Géologique du Canada de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs). La région d'étude est délimitée par le contour noir et s'étend de 70°N à 84°N et -122.5°W à -54°W.

La carte 1.2, tirée de la compilation 2159a de la CGC, affiche une géologie complexe sur-détaillée pour les besoins de cette étude. Elle permet tout de même une vision plus globale de la région dont les extensions seront décrites plus en détail au chapitre 2. Elle se subdivise en 5 domaines structuraux distincts.



Carte 1.2 : Géologie de la région d'étude extraite de la publication 2159a de la Commission Géologique du Canada de Harrison et al. (2011), (consultez pour la légende et le code de couleurs). Triangles rouges : stations sismographiques sources des données de cette étude.

La carte 1.3 tirée de l'article d'Oakey et Stephenson (2008), illustre ces 5 domaines. Elle est beaucoup plus appropriée aux études géophysiques et ce principalement par le niveau de détail de son contenu. Quatre des cinq domaines y sont affichés en caractères gras rouges et le cinquième correspond au secteur de la baie de Baffin.



Carte 1.3 : Domaines structuraux de la région de l'île d'Ellesmere et de la baie de Baffin tirés d'Oakey et Stephenson (2008). Le trait rouge correspond à une section géologique de la croûte produite par Harrison et Freitas (2007) et reproduite à la figure 3 d'Oakey et Stephenson (2008).

La géologie de l'Arctique Canadien est constituée principalement de terranes d'âges Archéen et Paléoprotérozoïques. L'arrangement est complexe et recouvert de sédiments Mésoprotérozoïques. La marge continentale passive Franklinienne longeait le craton Précambrien jusqu'à sa fermeture durant l'orogénie Dévonienne. Tel qu'établi par Trettin (1989) et mentionné par Oakey et Stephenson (2008), le Paléozoïque de la région Innuitiennne se divise en plusieurs successions régionales. Elles furent affectées par plusieurs événements tectoniques culminant avec l'orogénie Ellesmérienne d'âge Carbo-Dévonien. Par la suite, constitué de sédiments Paléozoïque et Mésozoïque et suivant l'orogénie Ellesmérienne, s'est développé le bassin intra-cratonique de Sverdrup, constituant le premier des 5 domaines structuraux mentionnés précédemment. Il est abrégé par SID, signifiant Sverdrup Island Domain. Recoupé de dykes, de sills mafiques et de diapirs de sel, le bassin est constitué d'environ deux kilomètres de strates d'âge Paléozoïque (Davies et Nassichuk, 1991) sous-jacentes à environ huit kilomètres de strates Mésozoïques (Embry, 1991). Le magmatisme d'âge Crétacé est, quant à lui, associé à l'ouverture du bassin du Canada. Finalement, on retrouve au sommet de la séquence le groupe d'Eureka Sound.

La baie de Baffin, second des cinq domaines structuraux, fut le théâtre de la formation de bassins Mésozoïques et Cénozoïques durant et après le « rifting » d'âge Crétacé entre le Canada et le Groenland. Ces bassins sont présents de la mer du Labrador à la région Innuitiennne. On retrouve d'ailleurs, dans la baie de Melvin et le plateau de la baie de Baffin, plusieurs demi-grabens qui furent le théâtre de sédimentation syn-rift (Jackson et al, 1992 et Whittaker et Hamann, 1995).

Les trois secteurs restant sont situés au nord-est dans la région de l'île d'Ellesmere. Ils sont, d'est en ouest, le domaine central d'Ellesmere (CED pour Central Ellesmere Domain), le bloc stable de Hazen (HSB pour Hazen Stable Bloc) et le domaine d'Ellesmere nord (NED pour North Ellesmere Domain).

Ils possèdent chacun leurs particularités. Le plus à l'est, le CED, se trouve borné au sud-est par le front Eurekéen et au nord-ouest par le HSB. Il constitue la principale zone de déformation associée au front Eurekéen. Le HSB, situé entre le CED et le NED, correspond, quant à lui, à une zone de plissement et déformation Paléozoïques. Sa particularité est de n'avoir été que très peu affecté par la déformation Eurekéenne. Il tire son nom du lac Hazen situé au nord-ouest. Celui-ci donne aussi son nom à la zone de faille du lac Hazen délimitant la limite nord-ouest du HSB. De l'autre côté de cette zone se situe le dernier domaine structural mentionné plutôt, le NED. Ce dernier est caractérisé par un réseau de failles d'orientation sud-est dont l'âge varie de Paléozoïque au Paléogène. Il est suivi de la terrane de Pearya qui constitue la partie nord de l'île d'Ellesmere. Elle aurait été formée par l'accrétion de fragments continentaux à la plaque nord-américaine durant le Paléozoïque (Oakey et Stephenson (2008) et Trettin (1991)).

Oakey et Stephenson (2008) et Oakey et Chalmers (2012) ont résumé la séquence évolutive de la région suivant le Paléozoïque en quatre phases successives :

- Un premier épisode de rifting du pré-Eurekéen au Crétacé tardif, causant la formation de bassins et d'intrusions volcaniques du même âge dans la baie de Baffin et la mer du Labrador. Le rifting est orienté NE-SO.
- Un intense épisode de soulèvement régional accompagné d'apparition de failles senestres durant le Paléocène. Premier épisode de déplacement du Groenland par rapport à l'île d'Ellesmere par mouvements senestres le long des failles du détroit de Nares.
- Un épisode de plissement durant l'Éocène. Deuxième épisode de déplacement sous forme de convergence du Groenland et de l'île d'Ellesmere occasionnant le chevauchement et les plissements observés sur l'île. Le mouvement s'oriente maintenant NO-SE et l'île d'Ellesmere et le Groenland se trouvent en régime de transpression.
- Et finalement, un épisode d'effondrement post-orogénique avec, localement, l'apparition de failles normales et de diapirs de sel tel qu'observés dans le bassin de Sverdrup.

Le niveau de compression observé par Oakey et Chalmers (2012) dans la ceinture Eurekaéenne implique un épaissement important de la croûte dans la région, concordant avec l'étude gravimétrique de Oakey et Stephenson (2008) dont il est question dans le prochain chapitre.

Ce sont ces structures et cette dynamique à grande échelle, passée et contemporaine, qui pourraient avoir laissé leurs traces sous forme d'anisotropie sismique causée par les fabriques fossiles leur étant liées.

1.2 Revue géophysique

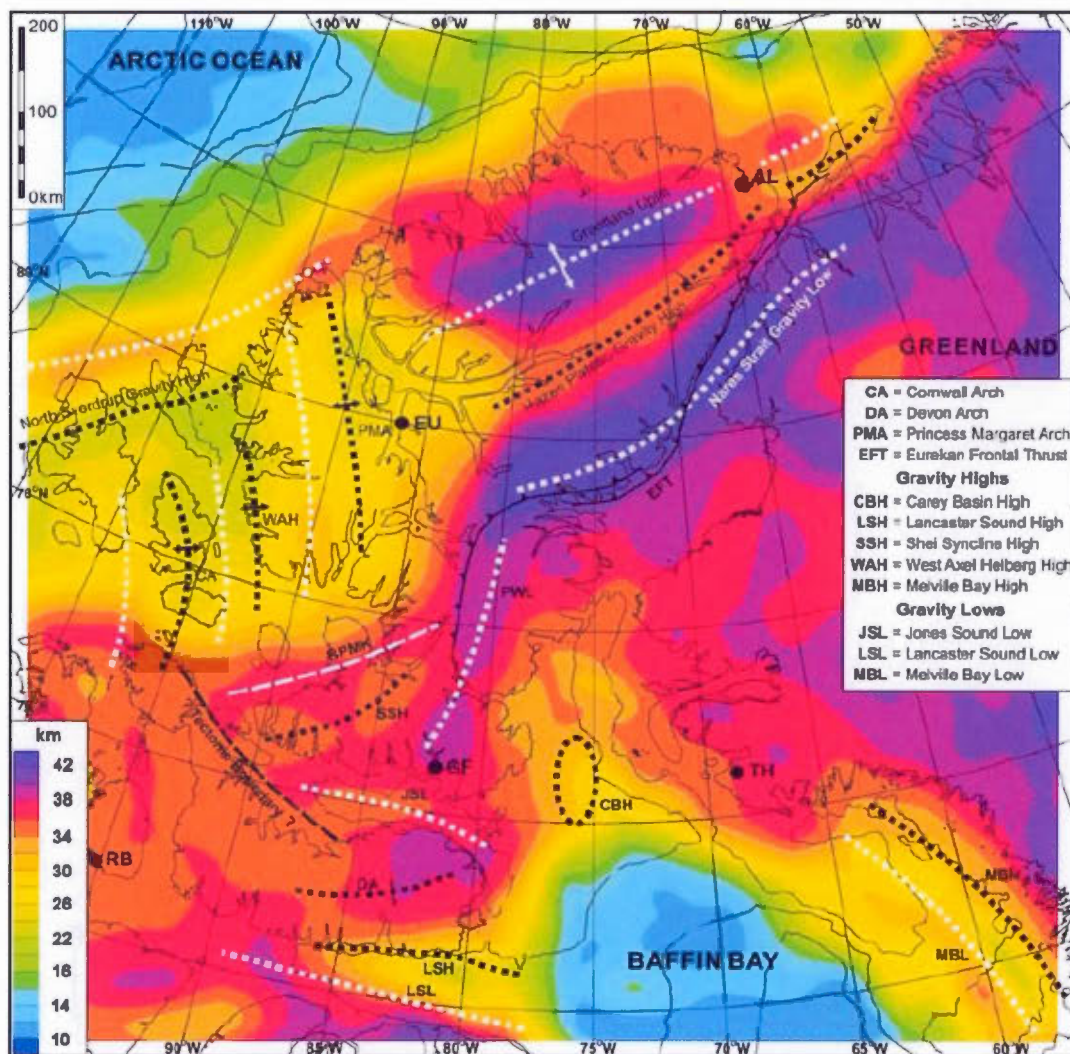
Cette section comporte une courte revue des études géophysiques pertinentes à la présente étude. Elle exclut toutefois les études ayant trait à la sismologie de la région. Ces dernières sont présentées dans les sections 1.3 et 1.5.

L'article de Døssing et al. (2013a) présente une étude aéromagnétique du bassin d'Amerasia situé à l'ouest de l'île d'Ellesmere et au nord du bassin du Canada. Il traite principalement des dorsales de Lomonosov et Alpha et tente de comprendre, en analysant la géodynamique en cause, les origines du bassin d'Amerasia. L'étude de ce dernier est rendu difficile par la forte influence du magmatisme Cénozoïque des deux dorsales. L'étude magnétique aéroportée montre l'existence de linéaments liant les deux dorsales s'alignant avec les complexes de dykes de Franz Josef Land. Ils sont interprétés comme la trace de l'extension du complexe de dykes, observé à Franz Josef Land, autour d'un point central situé au sud de la dorsale Alpha. L'étude propose ce point comme centre de la plume mantellique HALIP (High Arctic Large Igneous Province). Le complexe de dykes s'étire potentiellement jusqu'aux îles Queen Elizabeth et donc dans la région de cette étude. L'article de Døssing et al. (2013b) présente une étude jumelle de la précédente et couvre essentiellement les mêmes régions. Il porte sur les résultats de relevés aéroportés de gravité et, plus spécifiquement, de l'anomalie d'air libre. Les interprétations provenant de ces deux études tentent d'expliquer la dynamique encore mal comprise de la région de l'Arctique suivant l'ouverture de l'océan Atlantique et les changements tectoniques qui y ont eu lieu. D'abord, par l'ouverture de la mer du Labrador au Crétacé récent, puis par l'orogénie Eurekénne dans une dynamique en transpression.

Kellet et al. (1994) et Mareschal et al. (1995) ont conduit deux études magnétotelluriques qui ont permis d'extrapoler sur les possibles causes et la profondeur d'origine de l'anisotropie sismique observé sous la province d'Abitibi. Nous y reviendrons à la section 1.5.3 traitant de l'anisotropie sismique. Evans et al. (2005) ont aussi effectué une étude magnétotellurique dans

la région centrale de l'île de Baffin. Un profil y a été étudié avec pour objectif principal de déterminer la géométrie des structures majeures de la croûte et du manteau dans la région du segment nord-est de l'orogénie trans-hudsonnienne. Ils avaient pour second objectif de vérifier la continuité de l'anomalie conductive de plaines centrales nord-américaines ou NACP (North American Central Plain). Leurs résultats sont indicateurs d'une structure plongeante vers le sud à l'image d'une zone de subduction ou d'un chevauchement vers le nord.

L'article d'Oakey et Stephenson (2008) présente une étude gravimétrique de l'île d'Ellesmere, du détroit de Nares et de la marge continental du Groenland. On peut voir sur la carte 1.4, tirée de la même publication, une estimation de la profondeur du Moho faite par cette étude et utilisant les données d'Oakey et al. (2001a).



Carte 1.4 : Épaisseur de la croûte terrestre dans la région du détroit de Nares, de l'île d'Ellesmere et du nord-ouest du Groenland. Oakey et Stephenson (2008), figure 16.

1.3 Revue sismologique

Plusieurs études sismiques furent conduites dans l'Arctique Canadien et le grand Nord. Des études sur la dispersion des ondes de Rayleigh (Brune et Dorman (1963), Buchbinder (1963), Wickens et Pec (1968) et Wickens (1971)) dans les années soixante ont conclu à des épaisseurs crustales variant de 35 à 39 kilomètres. L'étude de Buchbinder (1963), se basant sur des essais nucléaires russes, conclut à une épaisseur crustale totalisant 38.5 kilomètres. L'étude de Darbyshire (2003) des « receiver functions » a suggéré une épaisseur crustale un peu plus variable et démontre de fortes hétérogénéités latérales, d'anisotropie et/ou de structures crustales plongeantes. L'épaisseur crustale varierait entre 34 et 42 kilomètres dans le bassin de Sverdrup et entre 22 et 30 kilomètres plus au nord pour les marges continentales. Dans la région de la baie de Baffin, le scénario est différent. Keen et al (1972), par réfraction sismique, conclurent à des épaisseurs de 10 à 12 kilomètres qui seraient consistantes avec une croûte de nature océanique. Adams et Basham (1991) ont effectué une compilation des études sismiques historiques de l'est du Canada. Ils traitent entre autres du bassin de Sverdrup et de la baie de Baffin, zones qui, encore à notre époque, ne sont pas totalement inactives. Les auteurs attribuent l'activité sismique de ces zones au relèvement isostatique suivant la diminution de la couverture glaciaire depuis la dernière glaciation.

La structure sismique lithosphérique de l'Arctique fit aussi l'objet d'une étude de dispersion des ondes de Rayleigh par Darbyshire (2005). Les résultats pour la région sont variables et l'étude conclut à une limite du manteau lithosphérique floue située entre 140 et 240 kilomètres de profondeur sous l'île d'Ellesmere. Une des définitions qui a été proposée consiste à établir le gradient négatif maximal de vitesse de propagation des ondes S. Eaton et al. (2009) ont revu l'ensemble des propositions. En utilisant le critère du gradient négatif maximal de S_v et selon les données présentées dans Darbyshire (2005), la limite peut être établie à plus ou moins 180 kilomètres de profondeur. Elle est toutefois variable sur l'ensemble de la région. Schaeffer et Lebedev (2014) ont établi par inversion du gradient de S_v une profondeur variant entre 150 et 200 kilomètres. De 150 kilomètres de profondeur dans la région sud, près des îles Devon,

Bathurst, Melville et Prince Patrick, la limite s'approcherait des 200 kilomètres dans la région des îles de Sverdrup et de l'île d'Ellesmere. Ces résultats, quels que soient les critères, concordent et permettent une bonne estimation de la limite lithosphère-asthénosphère. Bien que l'étude de Rickers et al. (2013) porte sur la région de l'atlantique nord et l'Islande, elle amène aussi un peu d'éclairage sur la situation parce qu'elle couvre une partie de la pointe nord de l'île d'Ellesmere. Leur étude indique le début d'un gradient négatif de S_v situé entre 100 et 200 kilomètres de profondeur. Cette estimation est obtenue en bordure de la zone de travail de l'étude de Rickers et al. (2013) et est le résultat d'une simple déduction basée sur les cartes de S_v qui y sont publiées.

1.4 Anisotropie sismique

Tel que stipulé par Silver (1996), l'anisotropie sismique se manifeste par des variations de la vitesse de l'onde sismique selon sa direction de propagation. Les causes sont multiples : température, pression, présence de fusion partielle, composition et finalement, les contraintes tectoniques passées et présentes sont tous déterminants. Silver (1996) mentionne les alignements minéralogiques, fractures et failles comme étant les phénomènes dominants à l'intérieur la croûte terrestre. Au niveau du manteau asthénosphérique et lithosphérique, c'est principalement l'aspect minéralogique, avec l'olivine (ainsi que l'enstatite et le diopside), qui domine grâce à sa nature anisotrope intrinsèque ainsi qu'à sa tendance à s'aligner en couche d'orientation définie que nous appelons réseaux (lattice-preferred orientation). Ces réseaux s'orientent selon les contraintes qu'ils subissent. Cependant, sous une température d'environ 900°C, l'olivine est difficilement ré-orientable selon les flux mantelliques. Cela porte à penser que les domaines de déformation dont la température est inférieure à l'isotherme des 900°C auraient une anisotropie de type fossile, imprégnée dans le manteau lithosphérique (Silver et Chan, 1988). Le cas de la fusion partielle est plus ambigu. Elle pourrait prévenir la formation d'orientation préférentielle selon Davidson et al. (1994) alors qu'elle pourrait avoir l'effet inverse selon Kendall (1994), en permettant une granulométrie cristalline plus grossière augmentant ainsi les effets mesurables de l'anisotropie. L'information sur l'influence de la composition provient de l'étude de xénolites mantelliques publiée dans plusieurs articles dont Mainprice et Silver (1993). Ils ont rapporté qu'une variation de 50 à 100 % de la teneur en olivine cause une variation de 6% à 14% de l'anisotropie. En ce qui concerne les contraintes tectoniques, elles sont, quant à elles, intimement liées aux autres causes en ayant un effet amplificateur. Plus les contraintes sont grandes plus l'anisotropie se développe et se réoriente selon ces contraintes.

Pour occasionner un niveau d'anisotropie sismique détectable dans le manteau supérieur, il faut que les contraintes soient d'une échelle comparable à la résolution des phénomènes sismiques permettant d'étudier le manteau. On pensera, entre autres, aux structures géologiques

majeures avec extension lithosphérique, telles que celles retrouvées dans les zones de subduction et les orogénies. C'est dans ces situations qu'on parlera d'anisotropie sismique fossile que Silver (1996) qualifie par l'abréviation VCD pour « Vertically Coherent Deformation ». Le phénomène peut aussi être récent, voire contemporain, en reflétant les directions actuelles ou géologiquement récentes (quelques millions d'années) des flux mantelliques. Ce dernier est qualifié de type SAF pour « Simple Asthenospheric Flow ». Dans certains cas, c'est le mouvement apparent des plaques qui semble avoir la meilleure corrélation avec l'anisotropie sismique (Vinnik et al. 1992). Ces phénomènes occasionnent de l'anisotropie sismique en favorisant le mouvement de particules dans un plan d'orientation préférentiel et la réorientation de l'olivine selon ses propres axes d'anisotropie. Similairement, on peut aussi penser aux zones de failles majeures ou de grande schistosité bien que ces sources d'anisotropie soient plus typiques de la croûte. Dans cette étude, qui tente d'explorer la provenance de l'anisotropie, nous considérerons l'ensemble de ces origines comme possibles. À titre d'exemple, la figure 1.1 montre un alignement minéralogique dans un bout de carotte de forage.

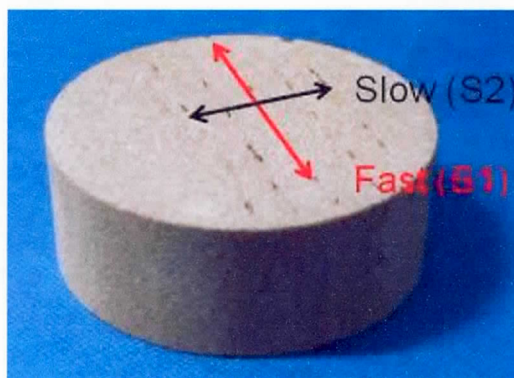


Figure 1.1 : Exemple d'alignement minéralogique dans un échantillon carotté. L'orientation uniforme de l'élongation des minéraux détermine la direction rapide d'anisotropie. La direction lente y est perpendiculaire (British Geological Survey).

1.5 Shear Wave Splitting (« SWS »)

1.5.1 Principes de base

L'étude de l'anisotropie sismique se fait principalement par l'analyse dite de « SWS » signifiant « Shear Wave Splitting ». Cela peut se traduire par l'analyse des différences de temps d'arrivée des composantes d'un signal sismique polarisé. La technique tire son nom du phénomène se produisant lorsqu'une onde sismique de type S et de polarisation connue traverse un milieu anisotrope (Figure 1.2).

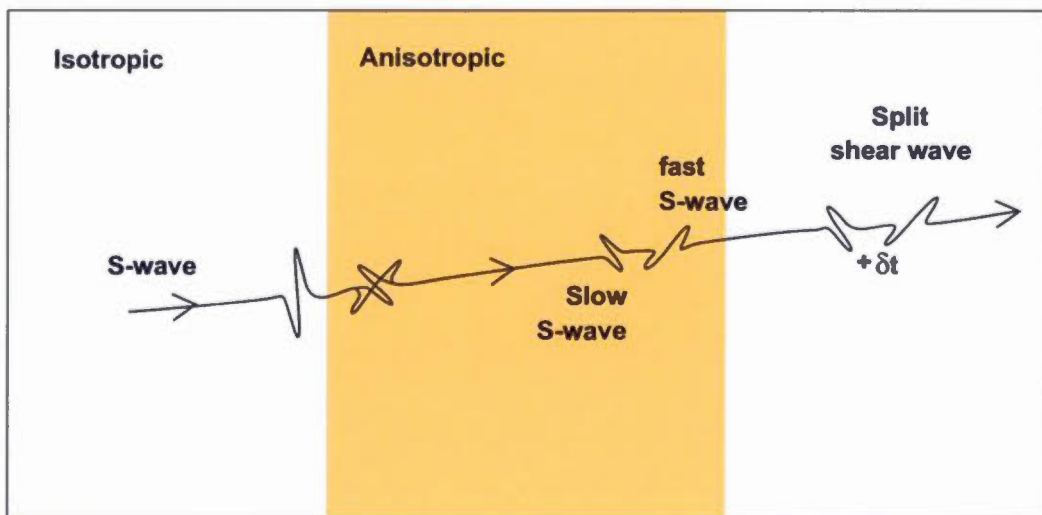


Figure 1.2 : Schéma d'un signal sismique polarisé traversant un milieu anisotrope et se décomposant en deux signaux sismiques ayant des vitesses de propagation différentes en fonction de l'anisotropie du milieu (après Wüstefeld et al, 2008).

Le phénomène est « analogue au phénomène de biréfringence optique observé dans un média anisotrope » (Silver, 1996). Une onde de cisaillement passant dans un milieu légèrement

anisotrope, se divise en deux ondes de cisaillement polarisées dans deux directions perpendiculaires correspondant aux axes rapide et lent.

Lorsque que le phénomène de « SWS » se produit, les deux ondes S perpendiculaires sont nommées ondes quasi-S. Leurs caractéristiques sont déterminées par le milieu et la direction de propagation. Le délai temporel δt entre les arrivées est fonction de la longueur L du parcours dans le milieu anisotrope et des vitesses respectives des ondes quasi-S (V_{S1} et V_{S2}) tel que :

$$(1) \quad \delta t = L \left(\frac{1}{V_{S1}} - \frac{1}{V_{S2}} \right)$$

L'anisotropie est généralement décrite, dans la littérature, en % de la différence relative à V_{S1} ou V_{S2} . Voici comment Silver et Chan (1991) décrivent la théorie derrière la technique. L'équation (2) décrit une onde S traversant un milieu isotrope homogène.

$$(2) \quad u(\omega) = w(\omega) e^{-i\omega T_0} \cdot \hat{p}$$

Où \hat{p} est le vecteur unitaire pointant dans la direction de propagation de l'onde. La séparation des ondes quasi-S est calculée en projetant \hat{p} sur les directions rapides \hat{f} et lentes \hat{s} d'anisotropie. Ensuite chacune des ondes résultantes est déphasée de $+\delta t/2$ et $-\delta t/2$ secondes. Les équations résultantes (3) et (4) pour les composantes radiales et tangentielles sont :

$$(3) \quad u_r(t) = \omega \left(t + \frac{\delta t}{2} \right) \cos^2 \varphi + \omega \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \sin^2 \varphi$$

$$(4) \quad u_t(t) = -1/2 \left[\omega \left(t + \frac{\delta t}{2} \right) + \omega \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \sin \varphi \right]$$

Donc, lorsque l'onde S aux paramètres préalablement connus et répondant à la définition de l'équation 2, entre dans un milieu anisotrope tel que le manteau lithosphérique, le phénomène de « SWS » se produit alors et transforme celle-ci en deux ondes quasi-S orthogonales et décrites par les équations 3 et 4. Les résultats se présentent sous la forme de deux paramètres, δt et ϕ . ϕ étant l'orientation de la direction rapide d'anisotropie. La méthode utilisée par Silver et Chan (1991) pour réorienter les composantes selon les directions rapides et lentes consiste à minimiser l'énergie de la composante tangentielle donnée par :

$$(5) \quad E_t(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_t^2(t) dt$$

$\tilde{u}_t(t)$ étant équivalent à $u_t(t)$ après minimisation de l'énergie $E_t(t)$. Cela équivaut à une réorientation du signal selon les directions rapides et lentes d'anisotropie. La direction lente étant celle du signal selon la direction d'énergie minimisée $E_t(t)$ et la direction rapide étant celle de l'énergie maximisée de la composante radiale $E_r(t)$. Une autre méthode consiste à minimiser la seconde valeur propre λ_2 de la matrice de covariance des deux composantes orthogonales, décrites par les équations (3) et (4). Il est cependant possible que les deux méthodes aient des résultats qui diffèrent légèrement.

En pratique, plusieurs scénarios sont possibles quand un milieu anisotrope est traversé par une onde de cisaillement. Les deux premiers scénarios, en apparence de natures différentes, sont en fait très semblables et produisent des résultats également semblables. D'ailleurs, sans autres données externes, il est impossible de les différencier. Le troisième scénario est celui qui nous permet de retirer le plus d'informations. Voici une description sommaire de ceux-ci :

- Premier scénario, l'onde pénètre dans milieu anisotrope dont la direction de polarisation est parallèle à la direction de propagation de l'onde polarisée radialement.

Résultat : il n'y a aucun effet sur la direction de polarisation de l'onde et il ne se produit aucune décomposition en onde quasi-S.

- Deuxième scénario, l'onde pénètre dans milieu anisotrope dont la direction de polarisation est perpendiculaire ($\pm 90^\circ$) à la direction de propagation de l'onde. Résultat : il n'y a aucun effet sur la direction de polarisation de l'onde et il ne se produit aucune décomposition en onde quasi-S.

- Troisième scénario, l'onde pénètre dans milieu anisotrope dont la direction de polarisation est contenue entre $\pm 90^\circ$ à la direction de propagation de l'onde, excluant les cas parallèles et perpendiculaires. Résultat : l'onde est décomposée suivant les axes de propagation rapide et lente définis par l'anisotropie du milieu. On observera donc deux arrivées de phase S, les ondes quasi-S, légèrement décalées dans le temps et perpendiculaire entre elles. (Voir figure 2)

Lors de l'analyse de résultats de « SWS », chacun de ces scénarios se présentera selon l'origine du signal sismique analysé. Si le signal provient d'une direction perpendiculaire ou parallèle à la direction d'anisotropie, le type de résultats est qualifié de « Null » et ne nous permet pas de quantifier le niveau d'anisotropie. Bien que plus rare, il est aussi possible d'obtenir un résultat « Null » si les milieux traversés par le signal sismique sont tous isotropes ou possèdent plusieurs couches anisotropes s'annulant. En général, une station sismique ayant des résultats « Nulls » en aura d'autres non « Nulls » en provenance d'azimuts-arrières différents. Donc, habituellement, les résultats « Nulls » nous permettent tout de même de déterminer une direction d'anisotropie avec une ambiguïté de 90° . Dans le troisième cas, le résultat d'un signal qui n'est ni perpendiculaire ni parallèle est qualifié de « Split ». Ce type de résultat permet non seulement de déterminer la direction d'anisotropie sans ambiguïté mais aussi de la quantifier. Cela est effectué en calculant l'écart temporel entre les deux composantes perpendiculaires résultant de la décomposition du signal original par le médium anisotrope.

Dans le cas présent, les signaux télé-sismiques que l'on cherche à analyser sont ceux dont la phase SKS et/ou SKKS est bien définie. La figure 1.3 illustre la plupart des phases sismiques observées normalement. Elle est tirée de Bornmann et al. (2012). Comme on peut le constater,

les phases SKS et SKKS ont la particularité d'effectuer un passage par le noyau externe. La phase SKKS a la particularité d'être réfléchi à une reprise à l'interface noyau externe/manteau avant de retourner dans le manteau et vers la surface. La nomination des phases sismiques est établie d'après le parcours du signal. Les lettres des phases SKS et SKKS réfèrent chacune à une étape précise. S réfère au passage de l'onde S dans le manteau. Celui-ci étant suffisamment élastique pour permettre le passage d'ondes de cisaillement. Les lettres K réfèrent aux ondes P se propageant dans le noyau externe. Dans le cas SKS, l'onde S traverse le manteau terrestre et est convertie en onde P dans le noyau externe, ce dernier ne permettant pas la propagation d'onde S étant donné son état liquide. Dans le cas de l'onde SKKS, la réflexion à l'interface noyau-manteau contraint l'onde à effectuer un second parcours dans le noyau externe sous forme d'onde P. L'onde, lorsqu'elle passe du noyau externe au manteau, est partiellement reconvertie en onde S et en onde P. Les deux cas étudiés ici nous intéressent spécifiquement pour leur dernière phase de type S provenant de l'interface noyau externe/manteau. Celle-ci, fraîchement reconvertie, possède une polarisation radiale qui lui est caractéristique. En effet, la transition P-S, moyennant que l'interface soit horizontale et que le milieu soit isotrope, induit toujours une polarisation radiale.

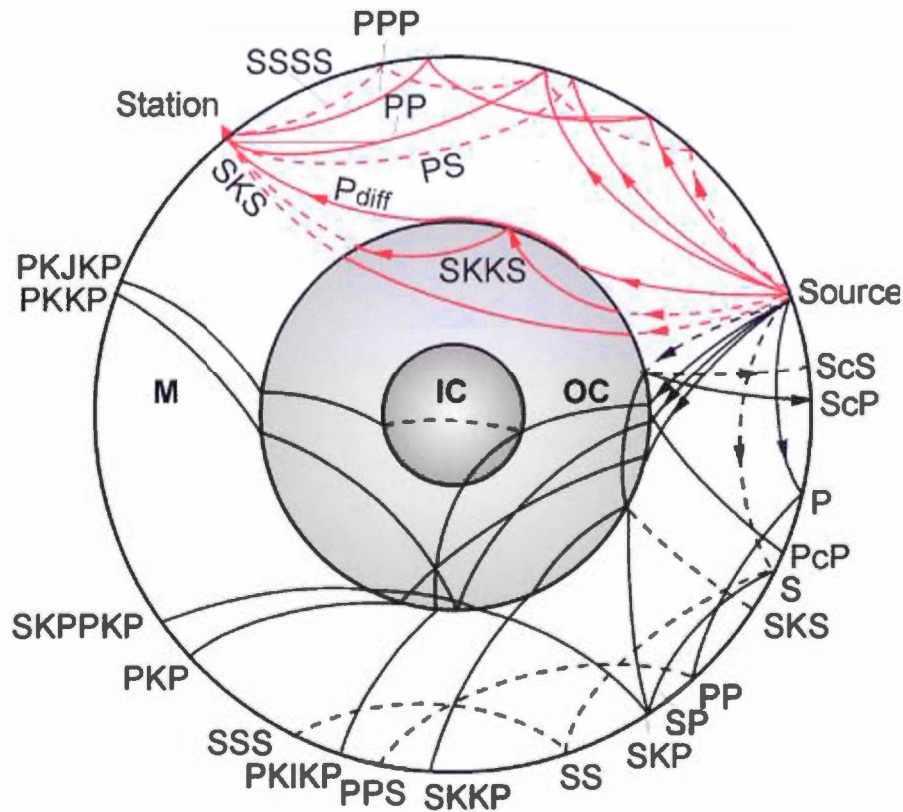


Figure 1.3 : Trajet des différentes phases sismiques traversant le manteau (M), le noyau externe (OC, outer core) et le noyau interne (IC, inner core), incluant les phases SKS et SKKS utilisées dans cette étude.

L'intérêt pour les phases SKS et SKKS provient du fait que le signal sismique, lors de sa sortie du noyau externe et de son deuxième passage dans le manteau, est polarisé radialement à sa sortie du noyau externe. Par ce fait, on peut se servir de cette polarisation radiale comme référence. Tout écart à celle-ci provient inmanquablement d'une polarisation subséquente du signal lors de son second parcours à travers le manteau, entre sa sortie du noyau externe et le sismographe. Il peut arriver que le signal ne possède pas une polarisation parfaitement radiale. Cela peut avoir plusieurs causes tel qu'une interface noyau-manteau qui n'est pas totalement horizontale ou des variations des vitesses de propagation dans les zones de subduction. Le signal, à défaut d'être radialement polarisé, sera cependant toujours linéairement polarisé.

Un autre point d'intérêt à soulever concerne les contributions de Silver et Savage (1994) et de Menke et Levin (2003) relative à la présence possible de couches multiples ou plongeantes anisotropes ayant des paramètres de « SWS » différents. Il peut sembler à première vue difficile de détecter la présence de plusieurs couches anisotropes. Il est effectivement impossible de la détecter à l'aide d'un seul évènement. Par contre, en présence d'un nombre suffisamment élevé de ceux-ci, des indices apparaissent. Ils se présentent sous la forme de schémas périodiques dans la variation des paramètres d'anisotropie en fonction de l'azimut-arrière. En assumant que l'effet de « SWS » sépare le signal sismique en deux signaux orthogonaux, une seconde couche anisotrope aurait le même effet avec pour résultat final quatre signaux qui suivront les directions rapides et lentes d'anisotropie de la seconde couche. En se basant sur les résultats typiques d'une seule couche, on obtient des paramètres d'anisotropie apparents. Avec un nombre assez élevé de résultats correspondant à des azimut-arrière variés, Silver et Savage (1994) ont démontré que la présence de 2 couches occasionnera une périodicité des paramètres d'anisotropie selon l'azimut-arrière de $\pi/2$ dans le cas de 2 couches et de 2π pour une couche plongeante. La figure 1.4 expose un exemple de périodicité en $\pi/2$ du paramètre ϕ .

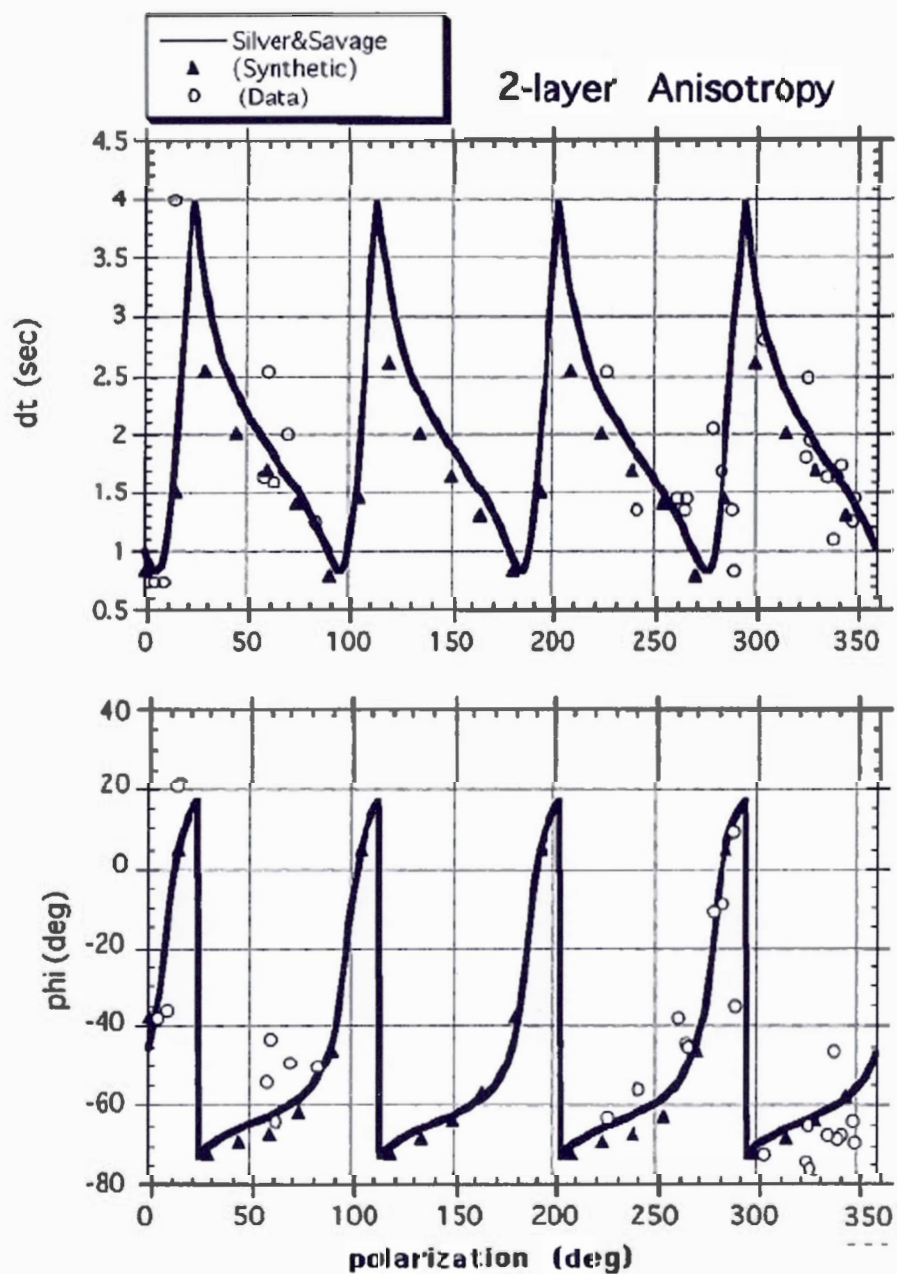


Figure 1.4 : Exemple de graphiques des paramètres d'anisotropies ϕ et δt en fonction de l'azimut-arrière (Savage, 1999) et démontrant la périodicité du signal en $\pi/2$.

La revue des principes de bases pour le « SWS » ne serait pas complète sans mentionner les zones de Fresnel. Ces zones, qui ont leur analogue en optique et en acoustique, correspondent à des zones d'interférences constructives et destructives d'un signal traversant un milieu qui possède un indice de réfraction spatialement hétérogène. Des ondes de sources différentes peuvent également produire le même phénomène. Ce dernier se nomme biréfringence et peut se retrouver dans tous les domaines liés de près ou de loin à la physique des ondes. Dans le cas de l'analyse « SWS », technique n'offrant pas une très bonne résolution verticale, les zones de Fresnel peuvent être très utiles afin d'estimer la profondeur de phénomènes affectant et/ou causant l'anisotropie sismique ainsi que leurs extensions latérales. Dans le contexte de l'analyse « SWS », les zones de Fresnel permettent de localiser plus précisément la provenance de l'anisotropie sismique observée pour une station captant plusieurs événements sismiques d'azimuts-arrières différents ou plusieurs stations captant les mêmes événements. Elles permettent à la fois de préciser la position et les extensions latérale et verticale des zones échantillonnées par le signal sismique.

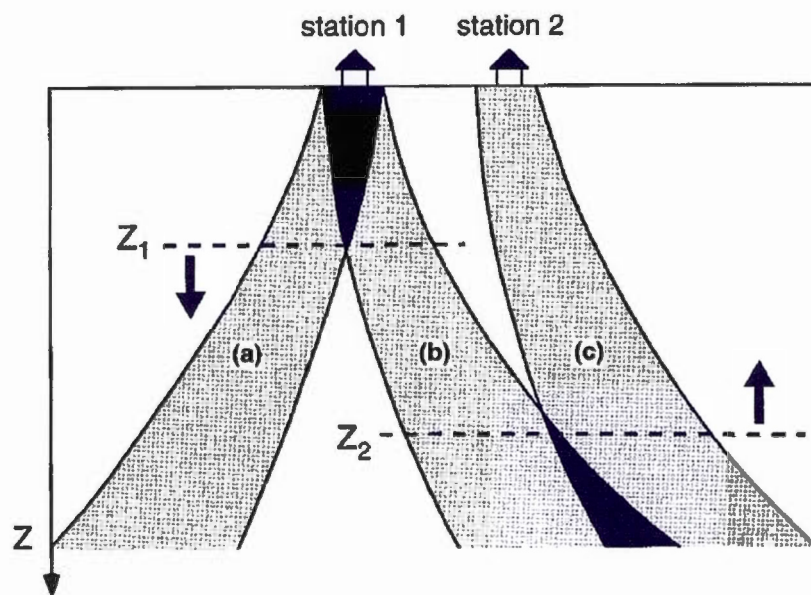


Figure 1.5 : Schéma représentant les zones de Fresnel en fonction de la profondeur pour des signaux SKS parvenant quasi verticalement à deux stations sismiques voisines. (Alsina et Snieder, 1995 et Savage, 1999)

La figure 1.5 expose le phénomène assez clairement. Il est possible de déterminer que l'anisotropie provient d'une profondeur plus grande que Z_1 si une station unique captant deux évènements sismiques, tel que la station 1 dans la figure 4, obtient des paramètres d'anisotropie différents. On peut aussi déduire que pour deux stations captant le même évènement sismique démontrant des valeurs d'anisotropie différentes, la couche causant l'anisotropie se situe forcément au-dessus de la profondeur Z_2 . Les zones de Fresnel sont surtout utiles pour déterminer les secteurs où l'anisotropie ne peut avoir été induite. Dans le premier cas, elle ne peut avoir été induite au-dessus de Z_1 et dans le second cas, elle ne peut l'avoir été sous Z_2 . En termes de zone de Fresnel et d'interférence, un signal anisotrope capté différemment à plusieurs reprises ou plusieurs signaux anisotropes captés différemment par un même récepteur ont forcément une anisotropie qui a été induite dans l'une des zones de Fresnel d'interférence destructrice.

1.5.2 Origine du phénomène

La technique de « SWS » s'appuie sur les travaux présentés, entre autre, par Silver et Chan (1991). Le développement de la technique a été motivé par la difficulté d'appliquer les principes permettant l'analyse de l'anisotropie mantellique en milieu océanique au manteau sous continental. En effet, l'anisotropie sous les continents est principalement due à des variations latérales à petites échelles en comparaison avec la grande continuité latérale souvent observée en milieu océanique. La technique de « SWS » est donc la méthode de prédilection parce qu'elle peut s'appliquer à certaines phases sismiques d'onde de cisaillement qui atteignent les stations sismiques avec un trajet pratiquement vertical et procurant ainsi la résolution latérale recherchée.

Avant d'aller plus loin, il convient de déterminer la provenance du phénomène. Silver (1996), en comparant les résultats de « SWS » provenant de plusieurs régions aux régimes tectoniques variés, constata que la contribution crustale de l'anisotropie restait inchangée, peu significative et de l'ordre de 0.2 seconde en moyenne. Par comparaison, les résultats de « SWS » sont eux, en moyenne, de l'ordre de la seconde. Les valeurs crustales sont généralement obtenues par l'analyse des signaux d'évènements sismiques se produisant directement sous la station ou dans un contexte de subduction. Il en est de même pour le manteau inférieur et la zone de transition qui ne semblent pas contribuer significativement. Pour ces derniers, Silver (1996) avance les arguments suivants. Premièrement, des résultats divergents entre stations séparées de 50-100 km (Silver et Kaneshima, 1993) sont régulièrement constatés. En utilisant les zones de Fresnel, cela restreint la profondeur à celle de la première zone, soit moins de 400 km. La seconde raison, provient d'analyses de « SWS » d'ondes S directes dont les résultats sont similaires aux autres phases d'ondes de cisaillement malgré des trajets mantelliques fort différents. On reste donc avec cet intervalle entre la croûte et la zone de transition, dans le manteau supérieur. D'autres études, telles que Gaherty et Jordan (1995), Hearn (1996) et Savage et Silver (1993), ont déterminé que la couche anisotrope n'était probablement pas plus profonde que 200 kilomètres, exception faite des contextes cratoniques où elle peut être beaucoup plus profonde,

comme Li et al. (2003) l'ont démontré pour le nord-est de États-Unis. De récentes études suggèrent qu'elle pourrait s'étendre jusqu'à la zone de transition olivine-spinelle dans certaines zones de subduction (Savage, 1999). Aujourd'hui encore, la zone responsable de l'anisotropie sismique reste mal définie et fait l'objet de multiples études.

Physiquement, l'anisotropie est attribuée à l'orientation et à la déformation des cristaux d'olivine présents dans le manteau asthénosphérique et lithosphérique. Ces cristaux deviennent principalement anisotropes lorsque que leur mode de déformation est de type dislocation, créant ainsi des plans de mouvement préférentiels à l'intérieur même des cristaux. La transition en profondeur vers un mode de déformation de diffusion pourrait poser une limite inférieure à l'anisotropie sismique.

Une source d'incertitude concerne la couche D'' qui peut rendre des résultats inutilisables dans le cadre d'une étude de « SWS ». Cette couche, épaisse d'environ 200 à 300 km est située à l'interface noyau externe/manteau. Elle est actuellement considérée comme étant la source des plumes mantelliques et est potentiellement constituée de matériel provenant des restes des plaques tectoniques subductées. Une anisotropie induite par la couche D'', généralement radiale selon Kendall et Silver (1996), ne devrait pas influencer les phases d'ondes de cisaillement. Mais il semblerait, selon Maupin (1994), que cela peut se produire. Maupin (1994) avance qu'occasionnellement le signal d'une onde S pourrait acquérir une polarisation non radiale lors de son passage dans cette couche. C'est un point important car lors du traitement des données, il sera impératif de vérifier si une polarisation a été induite par cette couche. Il arrive occasionnellement qu'un signal présentant les phases SKS et SKKS produise, après analyse « SWS », des résultats qui diffèrent. Ayant un parcours pratiquement similaire, il convient de chercher la source de cette différence là où leurs parcours divergent le plus. Et c'est au niveau de la couche D'' que cela est le plus susceptible de se produire. Elle présente des variations locales de vitesse de propagation ainsi que des variations topographiques qui peuvent être en mesure de polariser les phases différemment selon qu'elles passent dans différentes zones de D''. Restivo et Helffrich (2006) estime que ces anomalies de polarisation

seraient principalement dues à la topographie de D'' avec une contribution mineure par la transition de phase minéralogique de la perovskite.

1.5.3 Études « SWS » de l'Amérique du Nord

Afin d'illustrer les principes généraux de « SWS » des sections précédentes nous présentons quelques exemples d'études sur l'anisotropie sismique qui ont été menées sur le pourtour de l'Atlantique nord et en Amérique du Nord.

Barruol et al. (1997) ont exploré les différentes possibilités quant à l'origine de l'anisotropie sismique observée sur le pourtour de l'Atlantique nord. La majorité de leurs résultats ne semblant pas avoir été influencée par l'ouverture de l'Atlantique, ils discutent donc de leurs origines possibles dans un contexte tectonique datant de la Pangée, il y a 180 Ma. Les résultats d'anisotropie observés ne furent pas faciles à interpréter pour plusieurs raisons. D'abord, un grand nombre de données s'alignent à la fois sur le mouvement apparent des plaques (APM) et sur les structures tectoniques majeures avec des orientations variant autour de 70°N et des délais δt d'environ 1 seconde en Amérique du Nord ainsi que de 100°N et environ 1 seconde au Royaume-Uni et en Europe. Il est à noter qu'il y a des exceptions et que quelques résultats ont une direction de polarisation notablement différente de l'APM. Il y a aussi deux autres sources d'ambiguïté. Pour l'est de l'Amérique du nord, le parallélisme entre les flux mantelliques contournant le craton et une origine fossile due au contexte tectonique empêche de déterminer la véritable origine de l'anisotropie observée. Deuxièmement, il faut garder à l'esprit le manque de précision verticale des résultats d'anisotropie sismique. Contrairement à la résolution latérale excellente que peut procurer l'étude de celle-ci, sans l'apport d'autres stations sismiques, les résultats ont peu de précision sur la profondeur. Mais des variations d'anisotropie importantes entre plusieurs stations sismiques relativement rapprochées permettent de mieux estimer la profondeur d'un milieu anisotrope. C'est aussi possible avec un lot de données de différents azimuts pour une même station sismique. C'est le principe des zones de Fresnel expliqué plus tôt. La seconde source d'ambiguïté provient de ce phénomène. Pour une région couverte par plusieurs stations qui ont toutes des résultats d'anisotropie similaire, il ne sera pas possible d'utiliser le principe de ces zones pour établir une profondeur.

La situation est la même avec un milieu anisotrope, à faible ou à grande profondeur, qui cause une anisotropie dont l'étendue est plus grande que la distance entre les stations.

Bostock et Cassidy (1995) ont étudié l'anisotropie sismique de deux secteurs de la cordillère de l'ouest Canadien. Ils ont, entre autre, exposé le lien entre l'anisotropie sismique et les déformations tectoniques de la cordillère nord. La cordillère sud coïncide quant à elle avec des résultats d'anisotropies perpendiculaires aux variations tectoniques. Les auteurs interprétèrent cela comme étant dû aux flux mantelliques de la dorsale Juan de Fuca déjà subductée sous le sud-ouest de la Colombie-Britannique.

Dans la région nord de la baie d'Hudson, Bastow et al. (2011) supportent l'hypothèse selon laquelle l'orogénie trans-hudsonienne, comprenant des déformations à l'échelle lithosphérique, a causé une anisotropie sismique observable alignée avec les structures tectoniques de l'orogénie. Cela renforce l'idée, dans les contextes orogéniques, d'une anisotropie due à des fabriques anisotropes fossiles au détriment de flux mantelliques contemporain. L'étude de Bostock et Cassidy (1995) y fait toutefois partiellement exception. Dans le cadre de cette étude, ces conclusions méritent d'être gardées à l'esprit. Particulièrement en ce qui concerne l'île d'Ellesmere et la ceinture orogénique dont elle est constituante. Dans la province d'Abitibi, plusieurs études géophysiques, incluant du « SWS » par Sénéchal et al. (1996) et Rondenay et al. (2000a, b) ont conclu à la présence d'anisotropie mantellique d'origine lithosphérique sous la région. Les études magnétotelluriques de Kellet et al. (1994) et Mareschal et al. (1995) mentionnées dans la section 1.2 ont conclu à une profondeur de 50 à 150 kilomètres pour la source de l'anisotropie suggérant fortement une fabrique lithosphérique fossile. Silver et Kaneshima (1993), dans une section de 1500 kilomètres couvrant la partie ouest de la province du Supérieur, l'orogénie trans-hudsonienne et le craton du Wyoming, ont conclu à une prédominance de l'anisotropie fossile (VCD) imprégnée dans le manteau lithosphérique. Evans et al. (2006) ont montré que l'anisotropie dans l'orogénie appalachienne et innuitienne s'alignait parallèlement aux structures tectoniques. Par contre, dans le centre du Canada elles s'alignent aussi bien à l'APM, celui-ci étant localement parallèle aux structures tectoniques de

certaines régions comme c'est le cas dans l'ouest de la province du Supérieur, démontrant ainsi que l'anisotropie dépend fortement du contexte tectonique environnant. Des travaux antérieurs, menés par Bostock et Cassidy (1995) et Barruol et al. (1997), furent effectués avec certaines stations sismiques de la région couverte par cette étude. Les résultats de ces deux études seront utilisés aux fins de comparaison.

1.5.4 Outils

Afin de mener à bien les analyses de « SWS », plusieurs outils sont nécessaires. En premier lieu, l'ensemble des étapes de contrôle qualité et de traitement préliminaire a été effectué à l'aide du logiciel SAC signifiant « Seismic Analysis Code » (Goldstein et Snoke, 2005). Originellement développé au laboratoire national Lawrence Livermore, SAC est maintenant supporté et distribué par le consortium IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) qui regroupe plus de 120 universités américaines et est dédié à l'acquisition, la gestion et la distribution de données sismiques (i.e. <http://www.iris.edu/hq/>).

SAC contient un ensemble d'outils pour le traitement, la visualisation, le filtrage, la modification des données sismiques. Le programme SHEBA (Shear-wave Birefringence Analysis) (Wüstefeld et al. (2010), Teanby et al. (2004), Wüstefeld et al. (2007), Walsh et al. (2013)) utilisant la méthode de Silver et Chan (1991) décrite dans la section 1.5.2, fut choisi pour effectuer l'analyse. Il s'agit d'une macro SAC qui est exécutée à l'intérieur même de ce dernier. SHEBA effectue plusieurs opérations sur les signaux sismiques à l'intérieur d'une fenêtre d'analyse déterminée par l'utilisateur. Celle-ci contient l'arrivée de la phase SKS ou SKKS à analyser. Les signaux sont d'abord convertis en composantes radiales et tangentielles. Ils sont ensuite corrigés en subissant une rotation afin de minimiser l'énergie de la composante tangentielle. L'orientation de la composante radiale corrigée indique la direction rapide d'anisotropie et le délai d'anisotropie est la différence de temps d'arrivée entre les composantes radiales et tangentielles corrigées.

L'intervention et l'analyse qu'effectue SHEBA sur le signal suivant la sélection manuelle est en fait assez complexe. Commençons par les critères de sélection de la fenêtre d'analyse tirée de Teanby et al (2004). Elle doit être assez longue afin d'inclure, si possible, plusieurs périodes de la phase analysée. Elle ne doit cependant pas être trop longue pour ne pas inclure de signaux provenant des phases secondaires, ce qui dégraderait les résultats. Une fenêtre trop courte

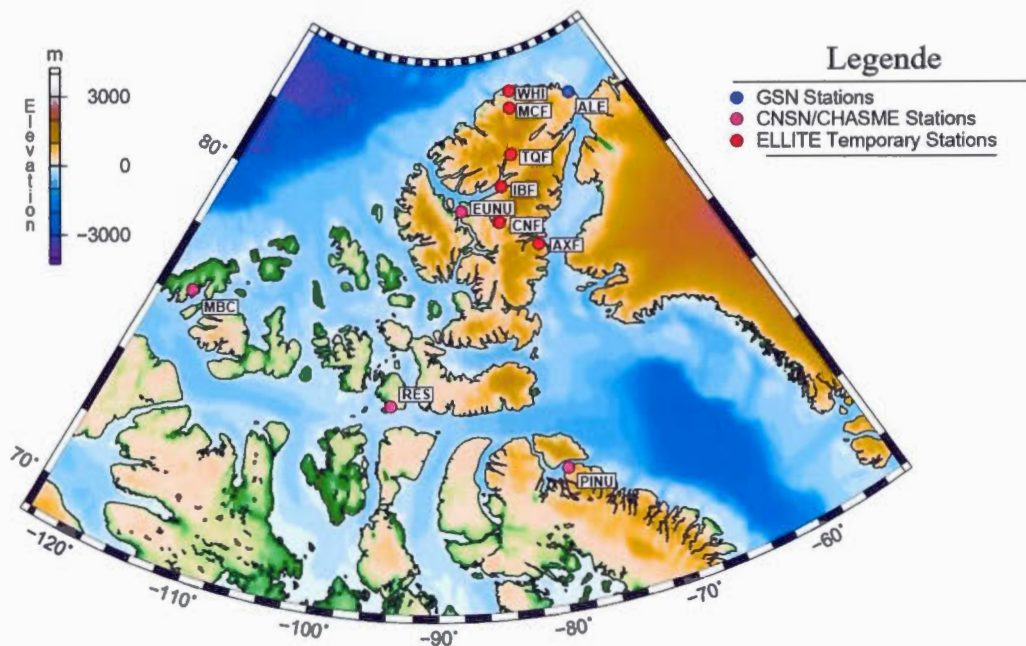
produit des résultats instables et avec barres d'erreurs irréalistes. Il est recommandé de faire commencer la fenêtre légèrement avant le temps d'arrivée de l'onde ; cela contribuerait à stabiliser les résultats. Les auteurs stipulent qu'il est important que les résultats soient stables pour une multitude de fenêtres différentes. C'est précisément ce que fait SHEBA en permettant la sélection d'intervalles de début et de fin de la fenêtre d'analyse pour ensuite répéter l'analyse un nombre de fois déterminé par ces intervalles et les choix de l'utilisateur. Le concept de stabilité est ici essentiel. Il ne suffit pas d'identifier le résultat avec la plus petite incertitude. SHEBA cherche à identifier un plateau de résultats similaires possédant de faibles erreurs. Lorsque le plateau est identifié, le résultat avec la moindre erreur est sélectionné. L'identification du plateau se fait en affichant les résultats sur un graphique de contour des erreurs en fonction de ϕ et de δt . La logique appliquée ici est que les résultats stables et formant un plateau de valeurs similaires seront regroupés en « cluster ». La variance des éléments propre à chacun des « clusters » est calculée après avoir normalisé les ϕ et δt . La moyenne des données est aussi calculée mais cette fois pour l'ensemble des données. Finalement, le « cluster » sélectionné est celui avec la plus basse variance et le résultat sélectionné est celui avec la plus petite variance à l'intérieur même du « cluster ». Il reste ensuite à évaluer le résultat final en s'aidant des schémas et graphiques diagnostiques. Ceux-ci seront expliqués au chapitre 3 sur l'analyse des événements télé-sismiques.

Une étape supplémentaire peut être effectuée lorsqu'il y a une grande quantité de résultats disponibles pour une même station. SHEBA offre la possibilité de les « stacker ». La procédure, discutée par Wolfe et Silver (1998) et Teanby et al. (2004), consiste en un empilement (« stacking ») des surfaces d'erreurs des paramètres de « SWS ». Celles-ci sont additionnées et normalisées. Ensuite la variance du ou des « clusters » est calculée et celui ayant la variance minimale est sélectionné. Cela permet une confirmation supplémentaire en tenant compte de l'ensemble des événements sismiques provenant d'azimut-arrière parfois fort différents. Cela permet aussi d'estimer plus rigoureusement la direction d'anisotropie dominante alors que les signaux, observés individuellement, ne permettent pas de la quantifier.

CHAPITRE II STATIONS ET DONNÉES

2.1 Localisation des Stations Sismiques

La technique « SWS » est ici appliquée aux données recueillies par les 11 stations sismiques temporaires (six) et permanentes (cinq) situées dans l'Arctique Canadien. La zone d'études est vaste et s'étend de 125°W à 55°W et 70°N à 85°N afin de couvrir l'étendue entre les stations sismographiques de Mould Bay (MBC) et d'Alert (ALE) en longitude et Pond Inlet (PINU) et Alert (ALE) en latitude.



Carte 2.1 : Bathymétrie/élévation et localisation des stations sismiques. GSN, CNSN, CHASME, ELLITE : voir la liste des abréviations.

Outre les stations mentionnées précédemment, huit autres ont été disposées à l'intérieur de la zone. On se référera désormais à chacune des stations sismographiques par leur nom de code (tableau 2.1). La carte 2.1 de bathymétrie et d'élévation localise également les stations. Au total, il y a six stations temporaires qui furent mises en service dans le cadre du projet ELLITE (Ellesmere Island Lithosphere Experiment), le résultat d'une collaboration de la Commission Géologique du Canada, de l'Université d'Aberdeen au Royaume-Uni et l'Université d'Aarhus au Danemark. Elles furent actives durant la période de juin 2010 à août 2012. La station de Pond Inlet est une septième station temporaire du projet CHASME de la Commission Géologique du Canada et fut active de 2000 à 2007. Finalement, trois des quatre stations permanentes sont des stations CNSN et la quatrième (Alert) fait partie du réseau global de sismographes (Global Seismograph Network).

Station	CODE	Latitude	Longitude	Période d'opération	
				de	à
Alert	ALE	82,5	-62,35	1990	présent
Eureka	EUNU	80,05	-86,42	2000	présent
Mould Bay	MBC	76,32	-119,36	1992	1997
Pond Inlet	PINU	72,7	-77,98	2000	2007
Resolute	RES	74,69	-94,9	1992	présent
Alexandria Fiord	AXF	78,88	-75,78	06/2010	06/2011
Canyon Fiord	CNF	79,66	-80,78	06/2010	08/2012
d'Iberville Fiord	IBF	80,61	-79,58	06/2010	08/2012
M'Clintock Fiord	MCF	82,65	-75,04	06/2010	08/2012
Tanquary Fiord	TQF	81,41	-76,85	06/2010	08/2012
Ward Hunt Island	WHI	83,09	-74,15	06/2010	08/2012

Tableau 2.1 : Abréviations, coordonnées et période d'opération des stations sismiques.

2.2 Données

Pour chaque station, les enregistrements disponibles et couvrant l'entièreté de leur période respective d'opération ont été passé au crible pour en extraire l'ensemble des événements sismiques propices à l'analyse. Une grande partie des données provient du Consortium IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) qui est l'organisme responsable de la garde et du maintien des bases de données sismiques mondiales. Les données brutes des quatre stations permanentes y sont disponibles et en proviennent. Celles de la station PINU proviennent directement des bases de données de la Commission Géologique du Canada (CGC). Finalement, les données des stations temporaires ELLITE sont stockées par IRIS avec accès temporairement restreint aux chercheurs et collaborateurs du projet ELLITE.

Les données furent enregistrées par divers types de sismographes. Les stations ELLITE utilisèrent deux types d'instruments. Les données des stations AXF, IBF-B et WHI proviennent de stations CMG-3T à large bande. Les stations CNF, IBF-E, MCF et TQF utilisent des appareils CMG-ESPD à large bande et digitales. Les stations permanentes utilisent, elles aussi, des appareils à large bande. Ils sont listés dans le tableau 2.2. Certaines stations ont eu leurs sismographes remplacés pour des besoins de réparation ou de mise-à-jour matériel durant leur période d'opération. L'utilisation de sismographes à large bande (broadband) est due à la plage étendue de fréquences enregistrées avec ce type d'appareil. IBF-B et IBF-E représentent deux installations différentes sur le même site. Les résultats, standardisés, sont équivalents et on se réfèrera désormais à ces stations en utilisant l'acronyme IBF de façon indifférenciée.

Station	Sismographe	De	À
ALE	STS-2.5 / Q330-HR	2014-05-20	présent
ALE	STS-2	2003-08-16	2014-06-19
ALE	STS-1H VBB	1990-02-19	2003-08-15
EUNU	CMG3T / Taurus 47K	2008-04-15	présent
EUNU	CMG-3ESP / HDR-24	2000-11-18	2008-04-15
MBC	STS-1 / CNSN GD1	1992-08-29	1997-06-28
PINU	CMG-3ESP / HRD-24	2000-09-06	2007-12-01
RES	CMG3T_120sec / CNSN GD2	2007-09-06	présent
RES	CMG3ESP_NSN / CNSN GD1	1992-05-05	2007-09-06

Tableau 2.2 : Type de sismographes à large bande utilisés pour chacune des stations permanentes et période d'opération de chacun des appareils.

2.3 Contrôle Préliminaire de la Qualité et Préparation des Données

Un contrôle préliminaire de qualité fut d'abord effectué au moment de la cueillette de données. En effet, l'utilisation de la méthode de « SWS » demande le respect de certaines contraintes afin de pouvoir traiter les données efficacement. Dans le cas contraire, l'intégrité et la consistance des résultats auraient été grandement affectées.

Le premier de ces critères concerne la magnitude du signal télé-sismique. Afin de garantir un minimum de qualité, on considère que le séisme responsable de ce dernier doit avoir une magnitude minimale de 6,0. Ceux de moindre magnitude ne possédant généralement pas assez d'énergie pour permettre l'observation de phases SKS et SKKS aux distances télé-sismiques.

Le second critère est relatif à la distance séparant les événements sismiques et la station réceptrice des signaux. Cette distance doit être comprise entre 80° et 130° . En pratique, la distance minimale est ramenée à 88° . Cet intervalle limite la recherche d'événements afin que seuls les signaux contenant une ou plusieurs des phases d'intérêt (SKS et SKKS) soient sélectionnés. Dans les cas où la distance est entre 80° et 88° , les phases, bien que parfois présentes, sont généralement sujettes à interférence et se chevauchent entre elles rendant impossible l'analyse de « SWS ».

Le troisième et dernier critère de sélection consiste à restreindre celle-ci aux différentes périodes d'opération propre à chacune des stations. De cette dernière étape émergea onze listes d'événements sismiques relatives à chacune des stations et contenant les événements candidats à l'analyse ayant été enregistrés par ces dernières.

Suite à la sélection des signaux, une inspection visuelle, à l'aide de SAC, a été conduite. Tous les signaux contenus dans les listes et dont les données étaient disponibles ont été inspectés individuellement pour la qualité de leur signal et la présence ou non des phases sismiques recherchées. Afin de mener à bien cette étape du contrôle de la qualité, les signaux ont été préparés afin de filtrer le signal sismique et de limiter l'intervalle temporel du signal à la période de réception typique des phases SKS et SKKS. Le filtrage a été effectué en utilisant la commande « bandpass » incluse dans SAC et fut de type « Butterworth ». Le filtrage a été effectué avec les paramètres suivants : bandpass à 2 pôles, effectué 2 fois (« 2 pass ») et filtrant les fréquences entre 0.04 et 0.3 hertz. L'intervalle a été sélectionné à l'aide de la commande « cut ». L'intervalle utilisé fut de ± 300 s avant et après l'arrivée théorique du signal SKS et/ou SKKS. Ce même intervalle a ensuite été réduit à ± 150 s lors de l'analyse « SWS ». Deux lots de fichiers avec intervalles de ± 150 s furent créés afin de séparer les phases SKS et SKKS d'un même évènement, chacun ayant son intervalle de ± 150 s centré sur le temps d'arrivée théorique de la phase d'intérêt.

Suite à cela fut déterminé la présence ou non des phases à analyser afin de ne conserver que la partie des signaux comprenant les phases observables. Ensuite, la qualité des signaux fut établie en fonction de l'amplitude des phases observées. En effet, le rapport bruit ambiant/signal sismique doit permettre de différencier clairement les phases SKS et SKKS du bruit ambiant. C'est suite à cette dernière étape de pré-sélection que l'analyse put commencer. Les graphiques suivant montrent trois cas typiques de sismogrammes correspondant à divers niveaux de qualité du signal.

La figure 2.1 affiche un sismogramme d'excellente qualité dans lequel on peut observer les deux phases recherchées. On y voit les arrivées théoriques et leurs signaux correspondant.

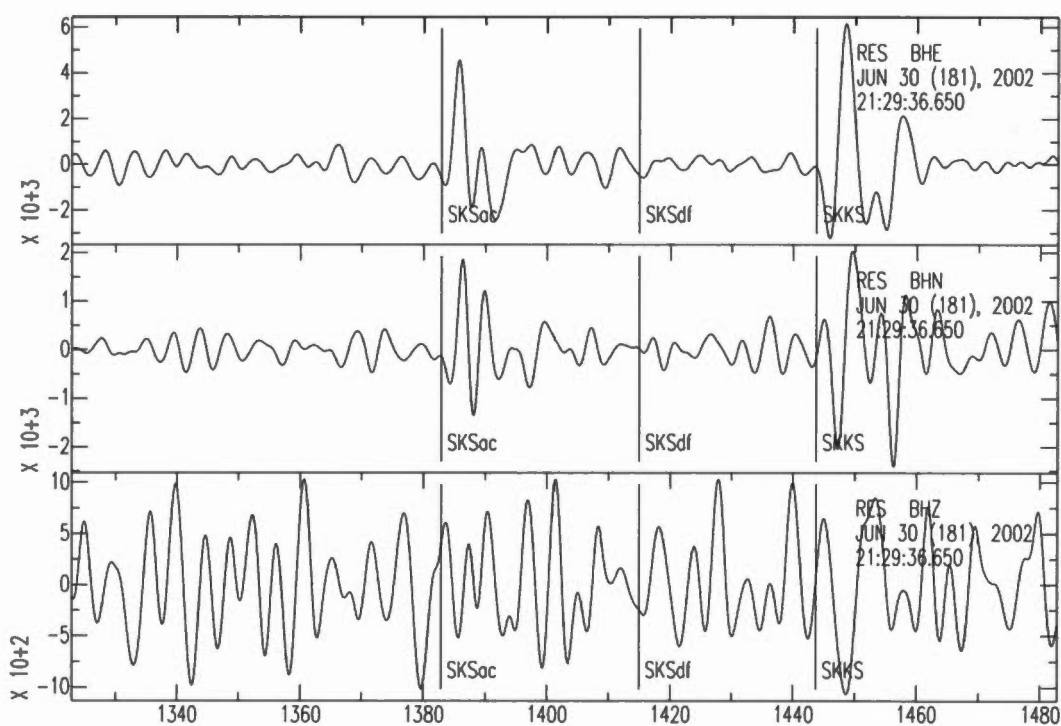


Figure 2.1 : Sismogramme d'excellente qualité et montrant les deux phases, SKS et SKKS, bien définies et possédant un rapport signal/bruit élevé.

La figure 2.2 affiche un sismogramme de moyenne qualité ne démontrant qu'une seule des deux phases recherchées. On y voit l'arrivée théorique de la phase SKS et le signal correspondant. Notons que la qualité du signal est moins bonne à cause du rapport signal/bruit plus bas que précédemment.

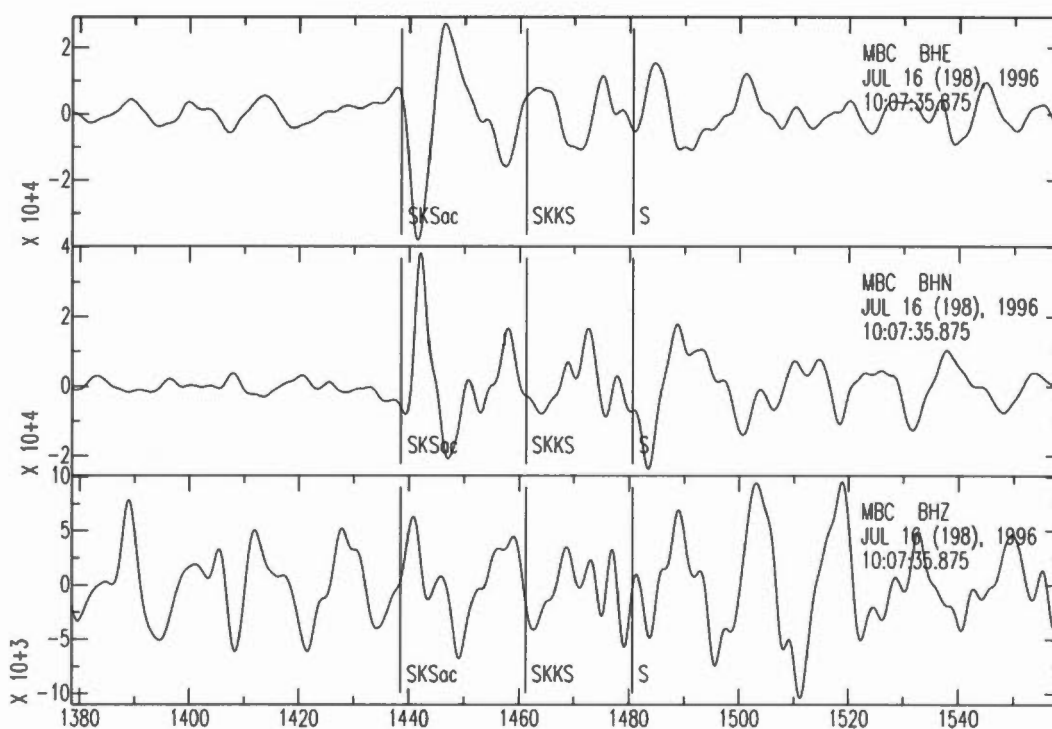


Figure 2.2 : Sismogramme montrant seulement la phase SKS. Elle est bien définie mais le rapport signal/bruit est intermédiaire et aura possiblement une influence sur la qualité du résultat de l'analyse « SWS ».

La figure 2.3 affiche un sismogramme de très mauvaise qualité qui démontre un faible signal SKS avec un rapport signal/bruit si bas qu'il n'est pas recommandé de la conserver.

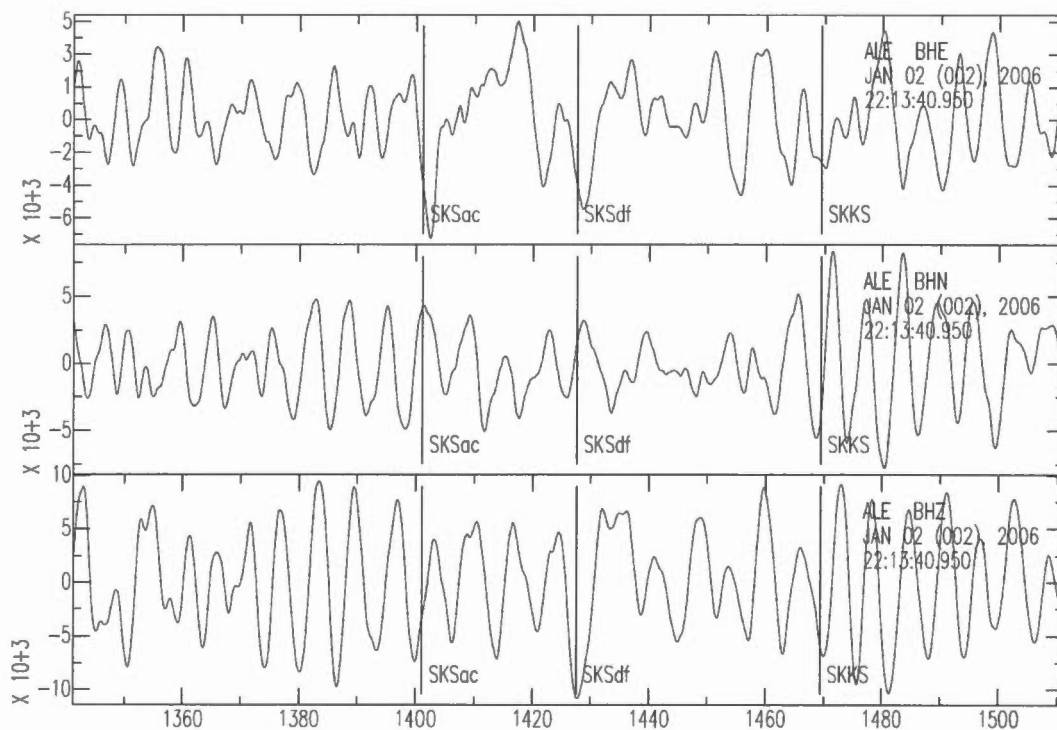


Figure 2.3 : Sismogramme ne montrant presque pas de phase apparente. Une phase SKS est perceptible mais le rapport signal/bruit est très bas, au point de ne pas pouvoir utiliser ce signal pour une étude « SWS ».

Finalement, tous les signaux furent catégorisés d'après leurs qualités. Quatre catégories, bleu (excellente qualité), vert (qualité acceptable), jaune (qualité moyenne à mauvaise) et rouge (qualité médiocre) ont été utilisées. À la fin du processus, seulement les données des catégories bleu et verte furent analysées. Le tableau 2.3 comptabilise l'ensemble des résultats retenus.

Code Stations	Tous les Signaux brut	1ère sélection	
		Signaux	% passe
ALE	1382	290	20,98
AXF	78	4	5,13
CNF	113	14	12,39
EUNU	957	13	1,36
IBFE	72	7	9,72
MBC	299	45	15,05
MCF	33	2	6,06
PINU	550	35	6,36
RES	1345	199	14,8
TQF	101	9	8,91
WHI	93	7	7,53

Tableau 2.3 : Nombre d'événements par station pour la première étape de sélection basée sur la distance et la clarté des signaux.

CHAPITRE III

ANALYSE DES ÉVÈNEMENTS TÉLÉ-SISMQUES

L'analyse des signaux sismiques, tel que mentionné précédemment, a été effectuée à l'aide du logiciel SAC et du module SHEBA. Ce dernier est spécifiquement conçu pour l'analyse de « SWS ». Les listes finales d'évènements sismiques de chacune des stations ont été fusionnées et l'ensemble des fichiers SAC de tous les évènements listés ont été regroupés dans un seul répertoire pour en faciliter la gestion. Une liste spéciale comprenant l'identifiant de chacun des signaux fut créée afin d'y noter les résultats. Ils ont tous été traités individuellement dans le module SHEBA. Une partie du processus étant automatisé, seuls les choix d'intervalles de temps pour l'arrivée et la fin du signal de la phase analysée doivent être déterminés par l'utilisateur.

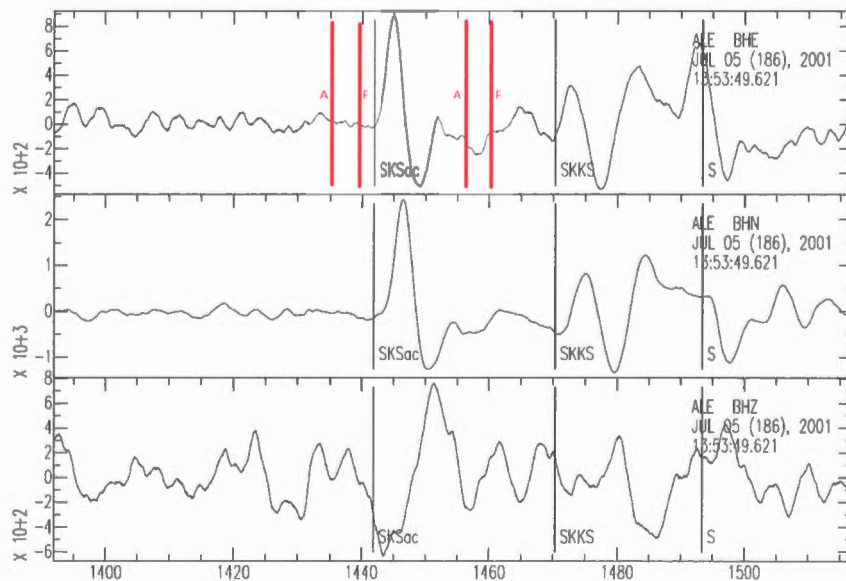


Figure 3.1 : Exemple de choix d'intervalle lors de l'exécution de SHEBA pour un évènement capté en le 5 juin 2001 par les instruments de la station sismique ALE. A et F (en rouge) représente le début et la fin des fenêtres de sélection pour le début et la fin du signal de la phase SKS respectivement.

Dans cette étude, chaque événement sismique sélectionné a été analysé cent fois à l'aide de cent fenêtres de longueurs variables. L'intervalle au début du signal fut divisé en dix ainsi que celui à la fin du signal. Cette série d'analyses sert principalement à s'assurer de la stabilité du résultat et de la fenêtre choisie (voir section 1.5.4). Si les résultats ne sont pas concluants, on procède à une redéfinition de la fenêtre par de nouveaux intervalles de départ et de fin et on redémarre l'analyse.

Les résultats de SHEBA sont présentés sous la forme de multiples graphiques tels que ceux présentés à la figure 3.2.

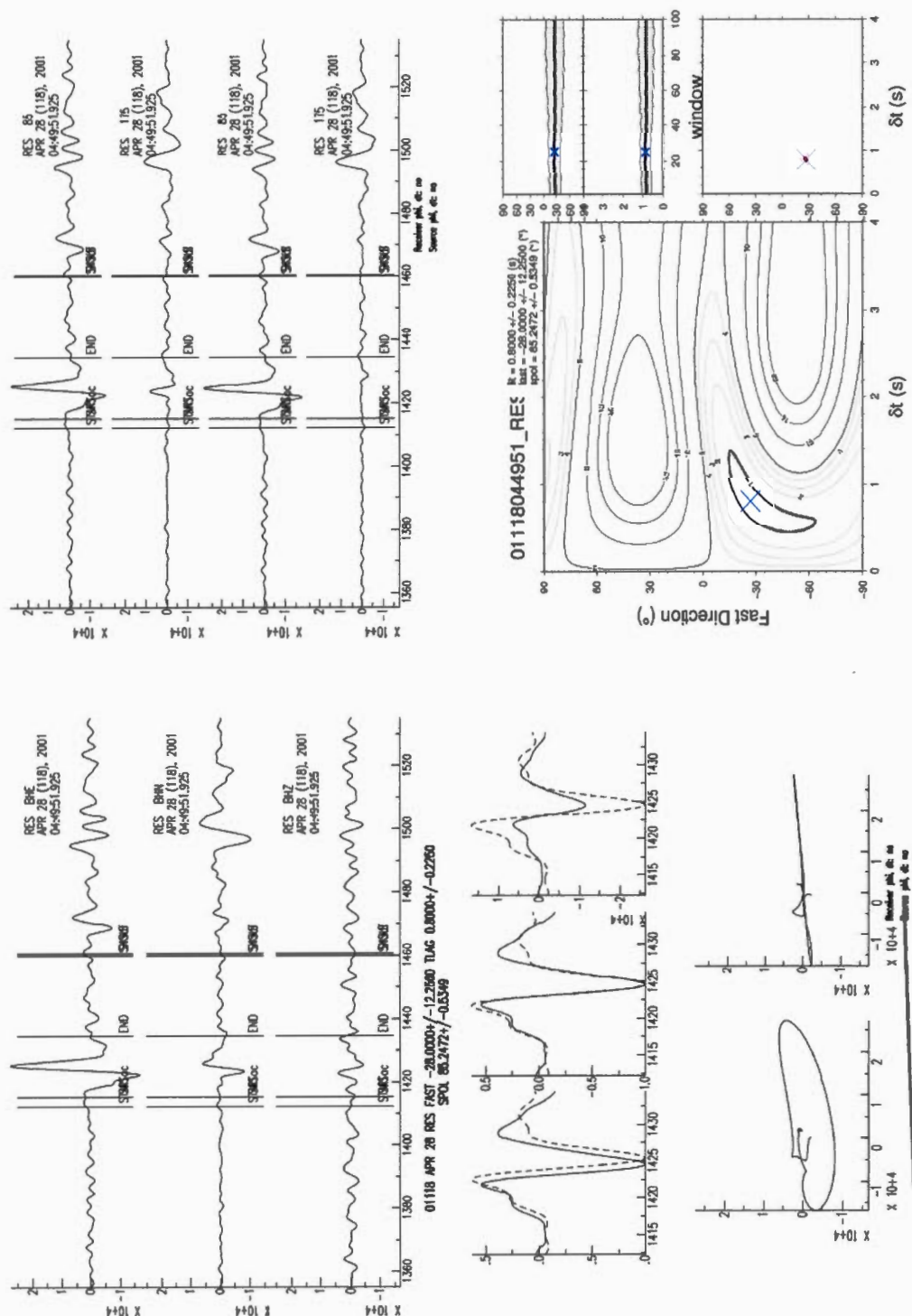


Figure 3.2 : Résultat de la station RES qualifié de « Split » d'excellente qualité.

La figure 3.2 montre un excellent résultat de la station RES produit par SHEBA. Dans le quadrant supérieur gauche, on retrouve le signal original avec la fenêtre finale sélectionnée parmi l'ensemble des 100 fenêtres analysées. Dans le quadrant supérieur droit, nous avons quatre sismogrammes correspondant au signal sismique converti en composantes radiales et tangentielles d'abord et selon la direction rapide et lente ensuite. Les deux premiers correspondent aux résultats de la conversion alors que les troisième et quatrième sont corrigés en subissant une rotation dans le but de minimiser l'énergie de la composante tangentielle. C'est cette rotation qui permet de définir la direction rapide d'anisotropie.

Dans le quadrant inférieur gauche, on retrouve quelques-uns des graphiques diagnostiques. Le premier graphique contient les signaux des deux composantes corrigées, superposées et avec amplitudes normalisées. Le second graphique contient les signaux qui ont été corrigés afin d'être synchrones. C'est cette correction qui montre le δt entre les directions rapides et lentes d'anisotropie. Le troisième graphique correspond à ces mêmes signaux avec leur amplitude originelle. Sous ceux-ci, on retrouve les graphiques de mouvement des particules. Si une anisotropie dans une direction autre que radiale modifie le signal, le mouvement des particules suivra un trajet elliptique que l'analyse de SHEBA tente de linéariser. Si l'analyse s'est bien déroulée et que le choix de la fenêtre fut le bon, le second graphique sera linéaire et indiquera la direction de polarisation rapide.

Dans le quadrant inférieur droit, on retrouve la carte des erreurs sur les paramètres de « SWS » de toutes les fenêtres d'analyse. À droite, le graphique supérieur montre l'ensemble des résultats et leurs barres d'erreurs. Le graphique inférieur montre le résultat retenu par SHEBA sur un graphique des paramètres de « SWS » similaire à la carte des erreurs de « SWS ».

Le résultat présenté à la figure 3.3, provenant de la station IBF, représente un « Null » de très bonne qualité.

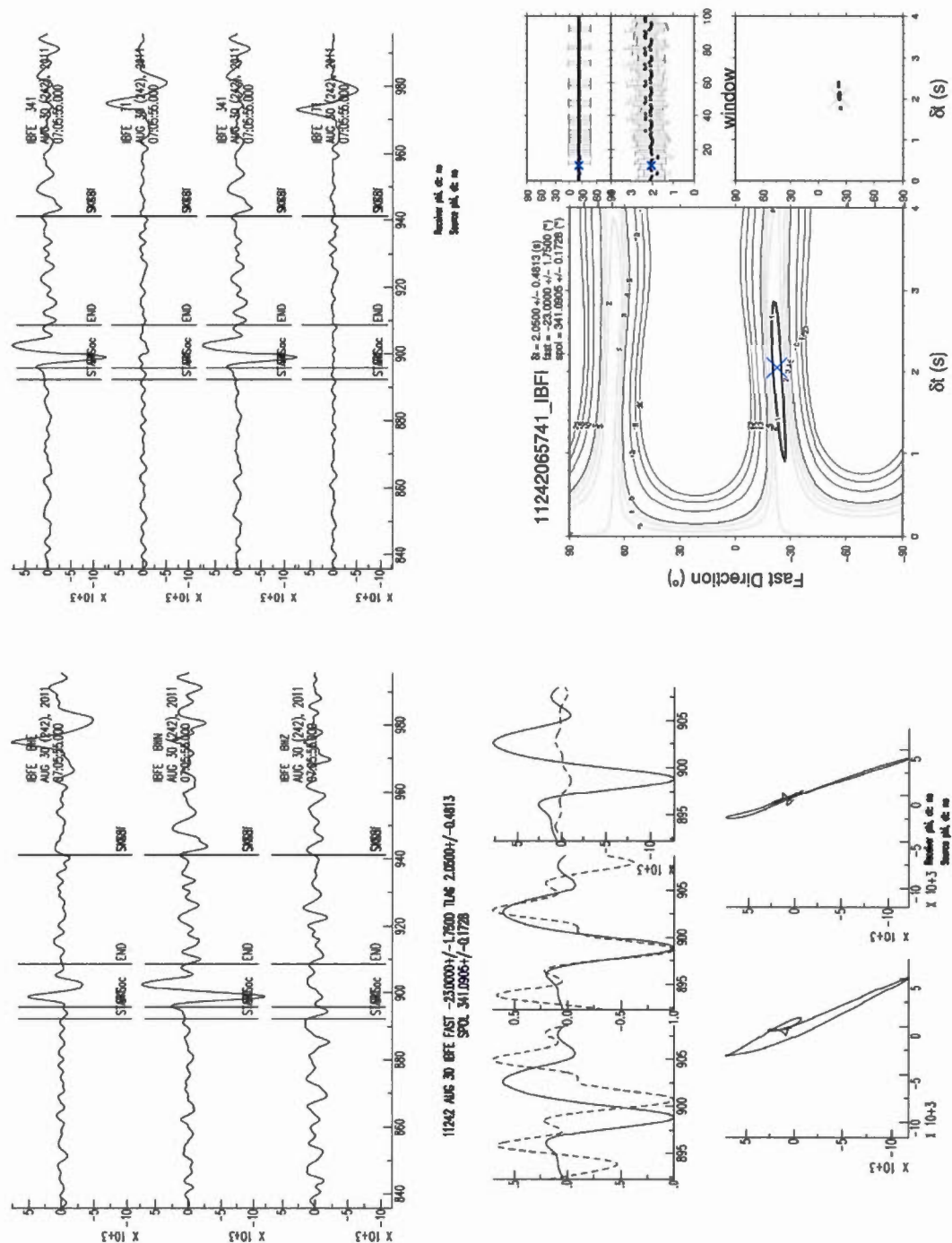


Figure 3.3 : Résultat de la station IBF qualifié an tant que résultat « Null » d'excellente qualité.

On y constate tout d'abord dans le graphique supérieur droit que la transformation des composantes horizontales nord et est en composante radiale et tangentielle s'est bien effectuée (les deux sismogrammes supérieurs). Ensuite, on observe que la seconde transformation, appliquée aux composantes radiales et tangentielles, a presque totalement fait disparaître le signal du second sismogramme. Le fait que dans le signal original, l'énergie de la composante tangentielle soit déjà presque nulle indique que l'on a affaire à un résultat « Null ». Lorsqu'on regarde les graphiques des quadrants inférieurs, on observe que le mouvement des particules est déjà, à toute fin pratique, linéaire dans le premier graphique et finalement, le graphique d'erreurs affiche des temps δt anormalement longs s'approchant, en tenant compte de la barre d'erreurs, des 3 secondes. Tous ces éléments sont importants et indiquent que nous avons affaire à un résultat de type « Null ». Effectivement, les temps anormalement longs que l'on rencontre dans les cas de résultats « Nulls » résultent en fait de l'incertitude créée par ce type de cas. En réalité, le δt est indéfini.

Avant d'utiliser les résultats, un dernier filtrage fut fait. Afin de détecter une possible polarisation induite par la couche D'', nous avons comparé l'azimut-arrière des événements avec la polarisation de la source. Cette dernière faisant partie des résultats calculés par SHEBA. Si l'azimut-arrière et la polarisation de la source n'étaient pas dans un intervalle de 10° l'un de l'autre, le signal était écarté. Des résultats ayant plus de 10° d'écart signifient généralement que le signal a été polarisé par une autre source que le manteau supérieur, potentiellement la couche D'' ou des variations tridimensionnelles de vitesses de propagation induites dans des zones de subduction par exemple. Dans ces cas, il ne possède peut-être plus une polarisation radiale, essentielle à la technique de « SWS ».

Suite à l'analyse de l'ensemble des événements sismiques pour l'ensemble des stations, les résultats pour les stations permanentes furent « stackés », tel que décrit à la section 1.5.4, pour en simplifier l'affichage.

Code Stations	# signaux avec différence inf. à 10° pol. Source.	Nombre de résultats finaux par classification					
		# Excellent	# Bon	# SKS	# SKKS	# SPLIT	# NULL
ALE	45	36	9	34	11	35	10
AXF	3	3	0	3	0	3	0
CNF	13	8	5	11	2	2	11
EUNU	21	12	9	20	1	7	14
IBFE	14	10	4	12	2	1	13
MBC	27	14	13	27	0	16	11
MCF	1	1	0	1	0	1	0
PINU	9	7	2	9	0	5	4
RES	76	49	27	61	15	47	29
TQF	8	4	4	7	1	5	3
WHI	5	4	1	4	1	1	4

Tableau 3.1 : Énumération des résultats ayant passé le test confirmant la concordance, à l'intérieur de 10°, entre la direction (+/- 180°) de polarisation de la source et l'azimut-arrière.

CHAPITRE IV RÉSULTATS

4.1 Classification

Suite à l'analyse, les résultats probants furent revus et classifiés selon les quatre catégories expliquées dans le chapitre 3 concernant SHEBA. Tout d'abord, les résultats de type « Split » sont classés dans les catégories « EXCELLENT » et « GOOD ». Ensuite, ceux de type « Null » sont classés dans les catégories « NULL » et « GNL ». La signification est simple : « EXCELLENT » correspond à un « Split » d'excellente qualité et « NULL » correspond à un « Null » d'excellente qualité. Pour ce qui est de « GOOD » et « GNL », ce sont des résultats utilisables dont la qualité n'est toutefois pas comparable aux résultats « EXCELLENT » et « NULL ».

Les raisons qui poussent un résultat dans ces classes « GOOD » et « GNL » sont multiples. Elles peuvent d'abord se situer au niveau des données brutes avant l'analyse avec SHEBA. C'est généralement le cas des signaux dont le bruit ambiant est plus élevé sans toutefois masquer le signal de la phase d'intérêt. Au niveau des résultats sortant de SHEBA, la linéarisation du mouvement des particules est souvent moins bien réussie. Le graphique de ϕ en fonction de δt peut démontrer de l'instabilité dans le système et ne pas fournir de groupement précis des résultats quelles que soient les fenêtres d'analyse.

Suite à l'étape de classification, la liste contenant les résultats fut utilisée avec les scripts c-shell/GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al. 2013, voir annexe B) ayant servi à la création des produits cartographiques et graphiques qui seront présentés au chapitre 5. La

quantité de résultats classés par stations, par type de résultats et par niveau de qualité est présentée dans le tableau 4.1.

Code Stations	Données d'excellente qualité		Données de bonne qualité	
	# Split	# Null	# Split	# Null
ALE	28	8	35	10
EUNU	4	8	7	14
MBC	8	6	16	11
PINU	4	3	5	4
RES	31	18	47	29
AXF	2	0	2	0
CNF	2	5	2	10
IBF	1	9	1	13
MCF	0	1	0	1
TQF	3	1	5	3
WHI	1	3	1	4

Tableau 4.1 : Nombre de résultats par catégorie et pour chacune des stations.

4.2 Résultats

L'un des problèmes rencontrés concerne la très courte période de temps couverte par le projet ELLITE. Dans le cadre d'analyse « SWS », la durée d'environ 2 ans du projet et le fait que les stations n'opéraient pas durant l'hiver Arctique diminue grandement la quantité de signaux propices à l'analyse. L'une des conséquences fut que certaines stations telles que MCF ont des lots de résultats partiels réduisant la quantité d'informations pouvant en être retirée. Cependant, MCF est un cas extrême n'ayant qu'un seul résultat de type « Null » qui ne nous permet pas de déterminer une direction d'anisotropie sans l'ambiguïté de 90° propre à ce type de résultat. Pour les autres stations ELLITE, le petit nombre de résultats fait en sorte que leurs moyennes et les résultats compilés sont moins fiables que pour les stations permanentes telles qu'ALE par exemple.

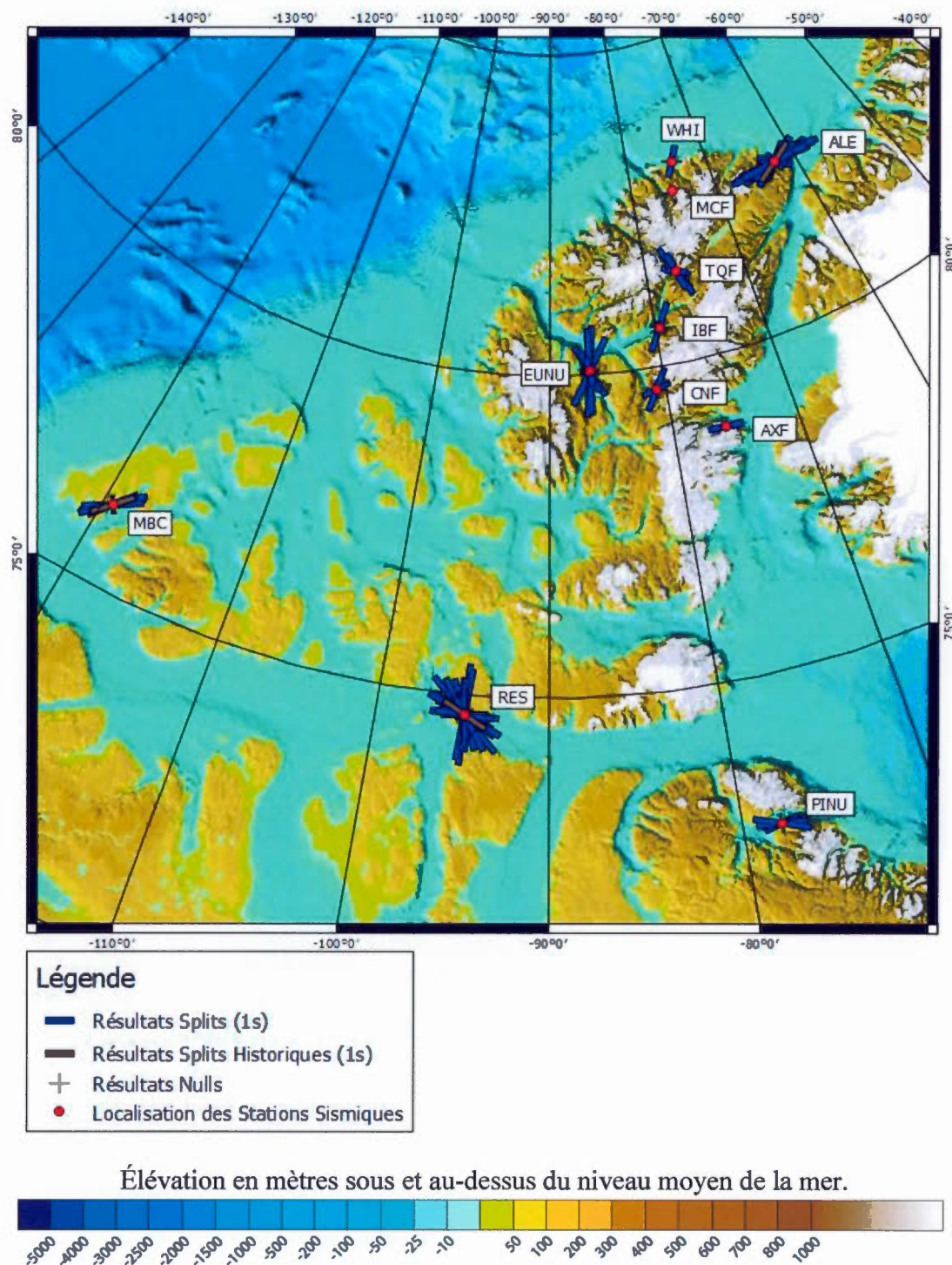
Le tableau 4.2 compile l'ensemble des résultats « stacks » pour chacune des stations. Il inclut les erreurs calculées sur ceux-ci ainsi que les résultats d'études antérieures publiées par Helffrich et al. (1994) et Barruol et al. (1997) pour la station ALE et Bostock et Cassidy (1995) pour les stations MBC et RES. Les autres stations permanentes n'ont pas de résultats antérieurs répertoriés dans la base de données SWS-DB de la Géosciences Montpellier Shear-Wave Splitting Database (Wüstefeld et al., 2009 et Trabant et al., 2012).

Code Stations	Excellent		Bon		ϕ (°)	δt (s)	err- ϕ (°)	err-dt (s)	ϕ (°) historique	δt (s) historique
	# Split	# Null	# Split	# Null						
ALE	28	8	35	10	87	1,23	0,8	0,025	61	0.91
EUNU	4	8	7	14	-30	1,3	3,8	0,169		
MBC	8	6	16	11	53	0,98	2,8	0,05	43	0.85
PINU	4	3	5	4	-81	0,85	4	0,05		
RES	31	18	47	29	-76	0,8	1	0,019	300(-60)	0.95
AXF	2	0	2	0	-89	0,63	10	0,163		
CNF	2	5	2	10	74	0,58	5,8	0,081		
IBF	1	9	1	13	28	1	16,5	0,263		
MCF	0	1	0	1	-	-	-	-		
TQF	3	1	5	3	-61	0,4	7	0,044		
WHI	1	3	1	4	28	0,58	20,3	0,338		

Tableau 4.2 : Ensemble des résultats « stacks » par station et présentation des résultats des études antérieures.

L'ensemble des résultats est affiché sur la carte 4.1 sous forme d'une barre bleue par résultat. Elles sont placées sur chacune de leurs stations respectives. L'orientation de chacune des barres reflète la direction rapide ϕ d'anisotropie. La longueur des barres reflète, quant à elle, le délai δt d'anisotropie entre les temps d'arrivée des phases SKS et SKKS selon les directions rapides et lentes d'anisotropie. La liste complète des résultats individuels se trouve à l'annexe C.

La carte 4.1 est tirée de l'IBCAO de Jakobsson et al. (2012). Elle est sur fond d'élévation et de bathymétrie selon la version 3.0 de l'IBCAO et a été restreinte à la région d'études.



Carte 4.1 : Carte bathymétrique et d'élévation (Jakobsson et al, 2012) avec la localisation des stations sismiques et l'ensemble des résultats d'analyse « SWS ».

CHAPITRE V

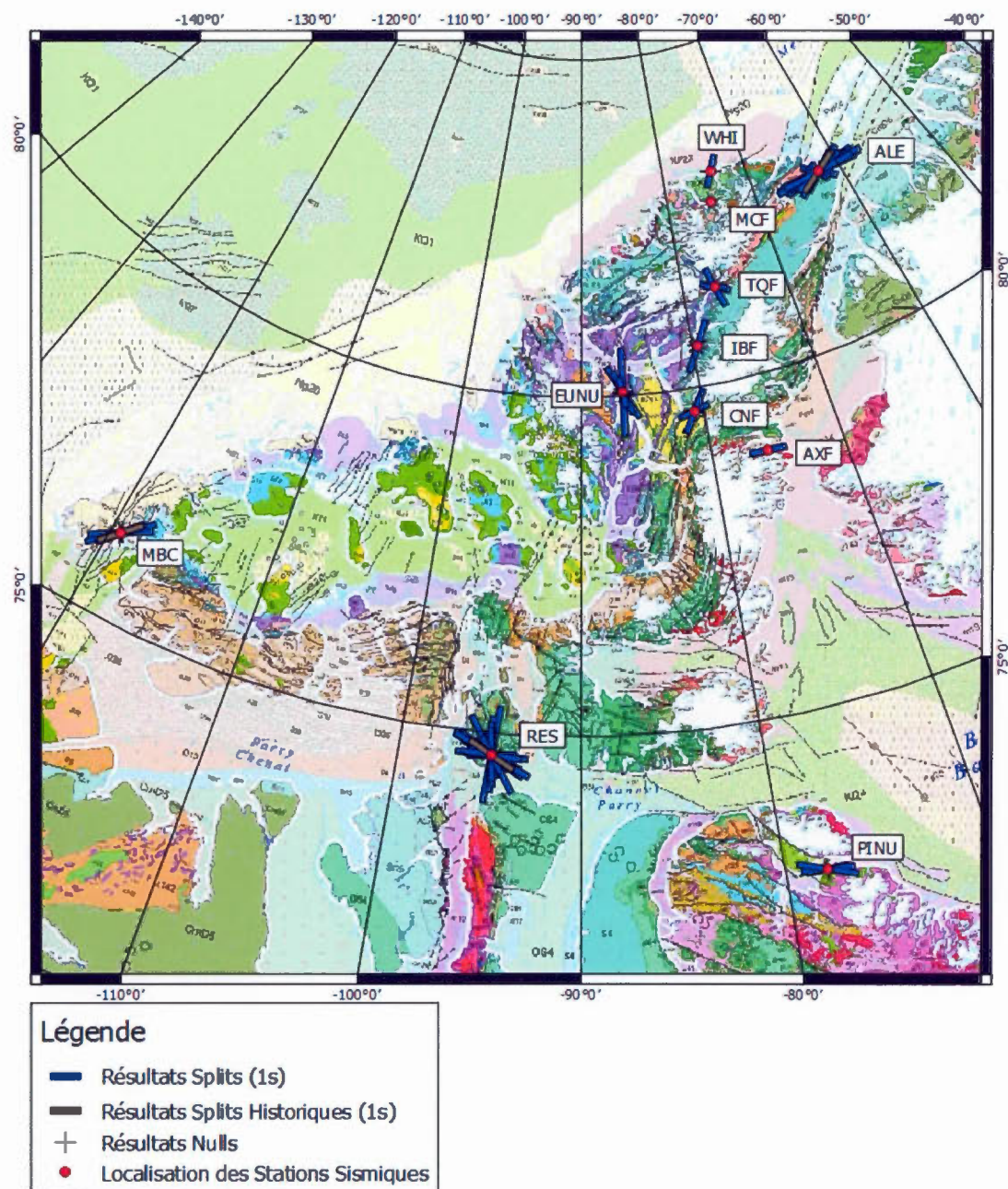
COMPARAISON ET INTERPRÉTATION

Dans ce chapitre, les différents groupes de données comparatives sont exposés. Chacun de ceux-ci est présenté avec les différentes classifications et types de résultats. Ils sont toujours présentés sur une carte de l'ensemble de la région suivi d'une carte « locale » se concentrant sur la région de l'île d'Ellesmere et les stations ELLITE.

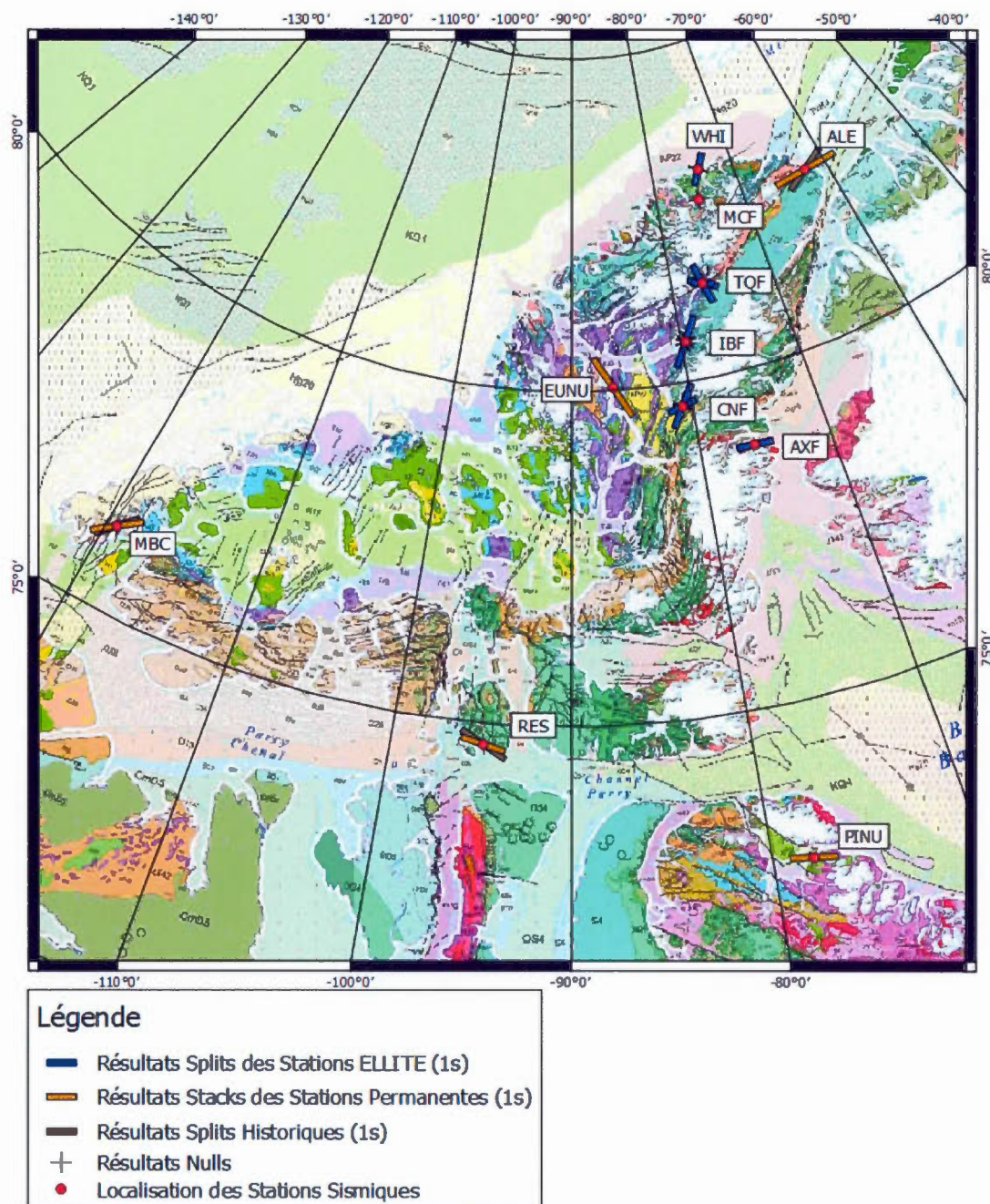
On retrouve deux types de présentation. D'abord les résultats excellents individuels et ensuite une présentation hybride incluant les résultats individuels pour l'ensemble des stations ELLITE et les résultats « stackés » pour les stations permanentes.

5.1 Géologie et Tectonique

L'anisotropie sismique pouvant être associée autant aux alignements de minéraux dans le manteau supérieur qu'aux structures majeures de la lithosphère, on peut s'attendre à des corrélations avec la géologie et la tectonique régionale. Les deux cartes suivantes montrent les résultats excellents. La première carte affiche l'ensemble de ceux-ci et la seconde carte affiche les résultats stacks des stations permanentes et les résultats excellents des stations ELLITE. Elles semblent d'ailleurs montrer de fortes corrélations.



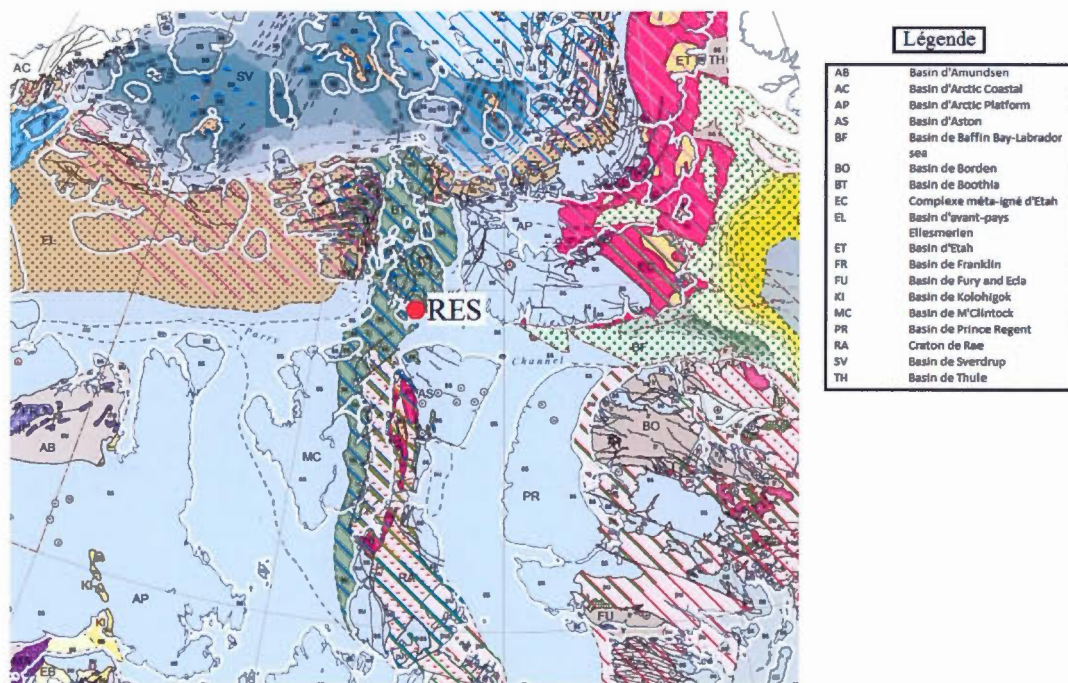
Carte 5.1 : Géologie de la région d'étude avec l'ensemble des résultats excellents par stations selon la carte 2159a de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs), Commission Géologique du Canada.



Carte 5.2 : Géologie de la région d'étude avec les résultats stacks des stations permanentes et les résultats excellents des stations ELLITE selon la carte 2159a de Harrison et al. (2011) (consultez pour la légende et le code de couleurs), Commission Géologique du Canada.

Il est très intéressant de noter que presque toutes les stations ont des résultats de « SWS » qui s'alignent avec les structures géologiques régionales qui les entourent. Exception faite de la station ELLITE TQF dont les résultats semblent être perpendiculaires et MCF pour laquelle il y a trop peu de résultats et dont le seul disponible est de type « Null ». Dans une situation où l'anisotropie est possiblement fossile (de type VCD), elle est parallèle aux contraintes lorsqu'elle est due aux alignements minéraux figés dans le manteau lithosphérique mais peut également être perpendiculaire si elle est due à des failles et fractures, ce qui pourrait expliquer les résultats sous la station TQF. Globalement et l'ensemble des stations étant dans un secteur ayant subi des contraintes transpressionnelles lors de l'orogénie Ellesmérienne, les résultats seraient cohérents avec ceux de Silver et al (1999) qui sont arrivés à la conclusion que les contextes transpressionnels occasionnent généralement une anisotropie de type VCD parallèle à la tectonique régionale.

La grande variabilité des résultats sous la station RES est probablement due à la localisation de celle-ci. Elle se situe à la jonction de plusieurs domaines géologiques et structuraux dont les bassins de Sverdrup et d'avant-pays Ellesmerien, le couvert de Boothia, le bassin d'Amundsen, l'extension nord du craton de Rae et les bassins du prince Regent et de M'Clintock. Les résultats sont probablement fortement influencés par la grande diversité de domaines géologiques entourant la station. Cela se reflète par une grande variation des résultats en fonction des azimuts-arrières des événements sismiques. Ils auraient donc rencontré des milieux possédant des orientations et des intensités variables d'anisotropie. L'échantillon de carte de St-Onge et al. 2015 (carte 5.3) illustre l'ensemble des domaines et leurs diversités. Il est aisé de comprendre la variabilité observée pour cette station.



Carte 5.3 : Échantillon local de la carte illustrant les domaines géologiques de la région entourant la station RES (St-Onge et al. 2015).

5.2 Direction et Azimut-arrière

Dans la foulée de la section 5.1 traitant de la géologie, la présente section explore les résultats des paramètres d'anisotropie en fonction des azimuts-arrières. Les graphiques de directions rapides et de délais d'anisotropie en fonction des azimuts-arrières sont utilisés afin de déterminer si, pour une station donnée, l'anisotropie sismique est induite par une ou plusieurs couches anisotropes et/ou obliques. Tel que décrit dans la section 1.5.3, il est impossible de retrouver les détails propres à chacune des couches anisotropes sans autre donnée que l'anisotropie sismique. Cette dernière permet toutefois, à l'aide de ces graphiques, d'en déduire l'existence avec un degré variable de certitude. Le nombre d'événements analysés pour une station donnée et leur distribution géographique sont les principales variables. Concernant les graphiques de direction rapide d'anisotropie, il est important de rappeler que les valeurs de ϕ pour les « Nulls » possèdent une ambiguïté de 90° . En ce qui a trait aux graphiques de délais d'anisotropie, ils ne contiennent aucune donnée relative aux résultats « Nulls ». La raison étant que ce dernier ne permet pas d'estimer le paramètre δt .

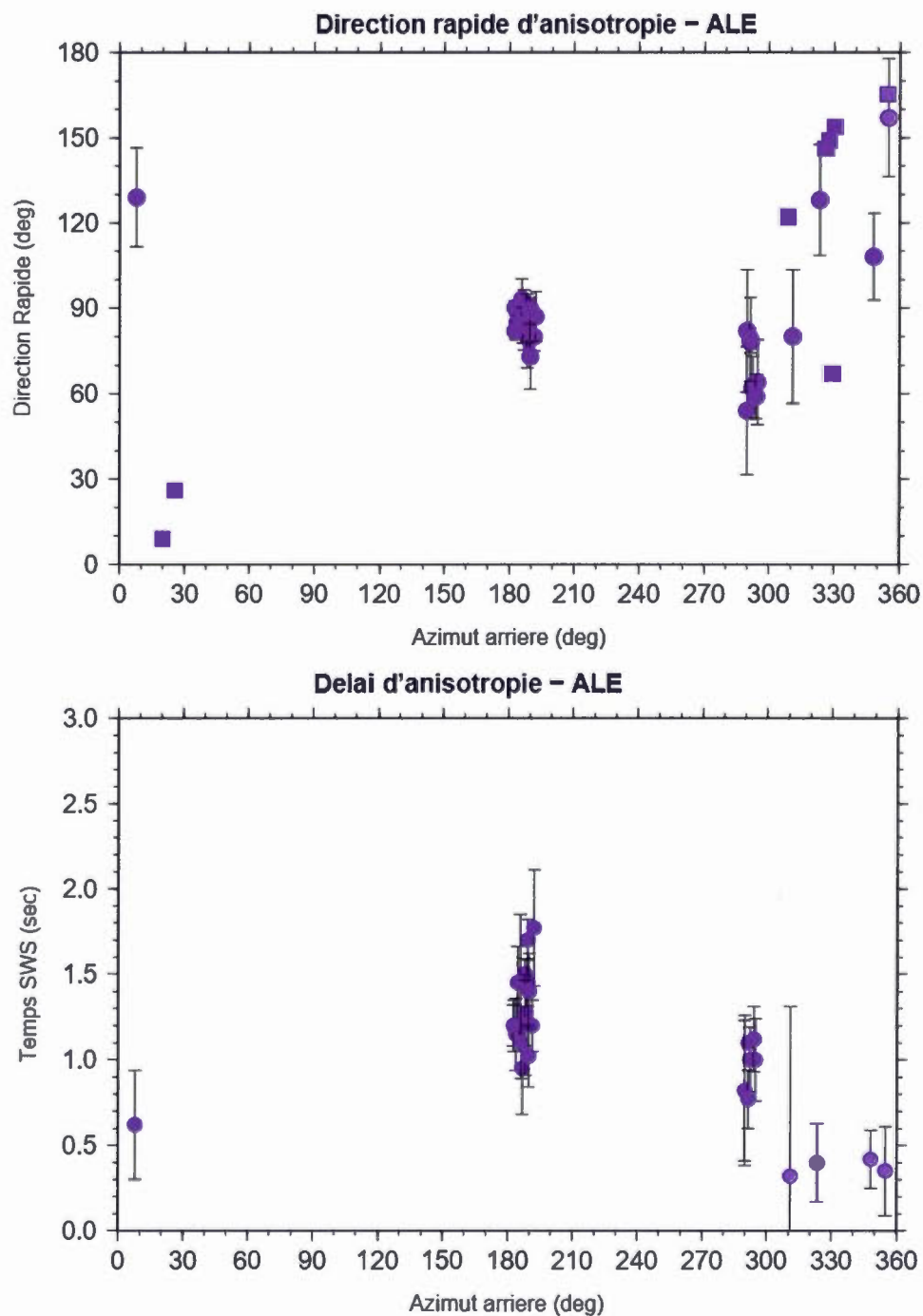


Figure 5.1 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des événements sismiques captés par la station ALE. Les points violets représentent les résultats excellents, les points roses, les bons résultats. Les carrés représentent les résultats « Nulls » et les cercles, les résultats « Splits ». Finalement, les barres d'erreurs sont présentées pour les résultats « Splits ».

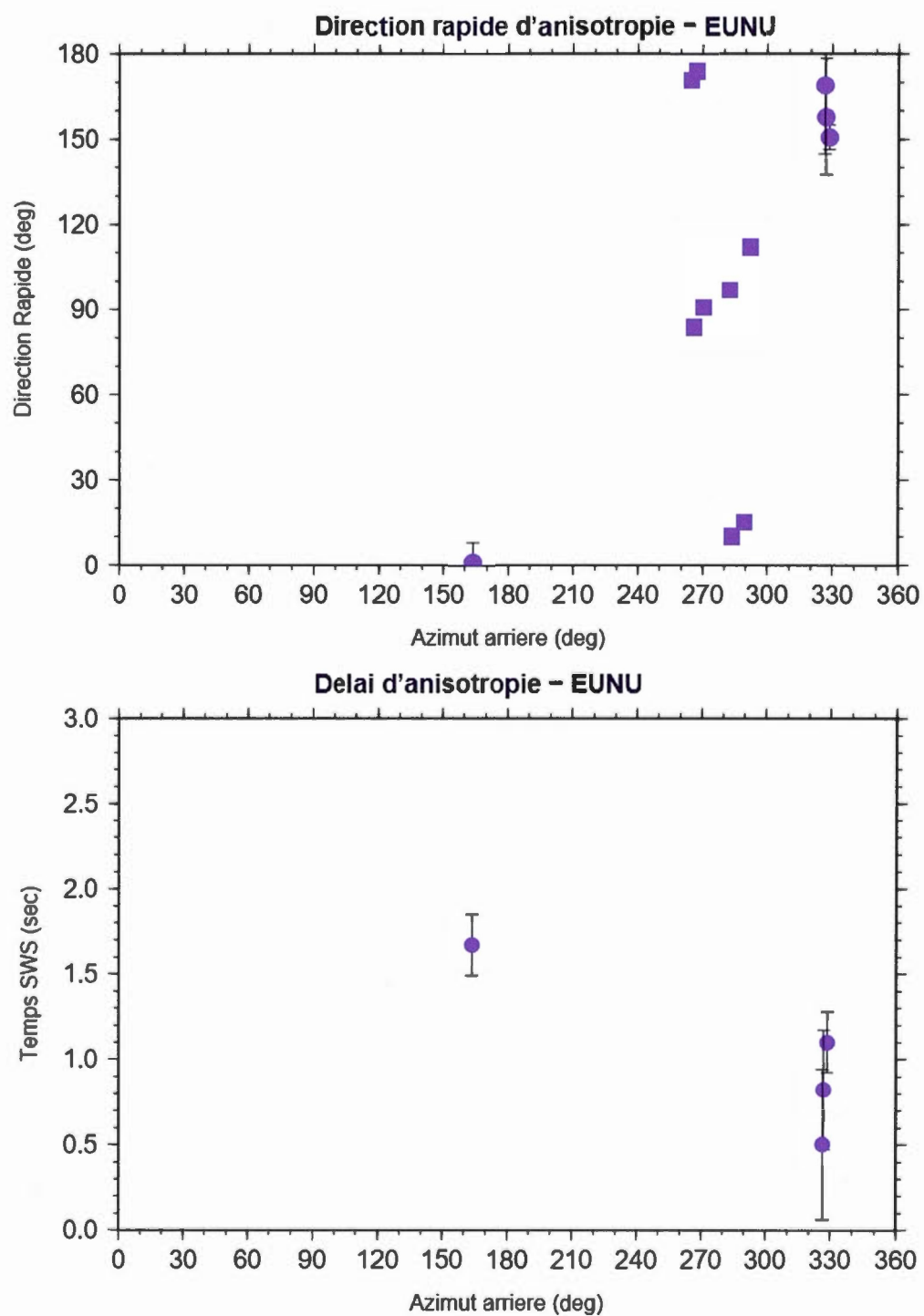


Figure 5.2 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des événements sismiques captés par la station EUNU.

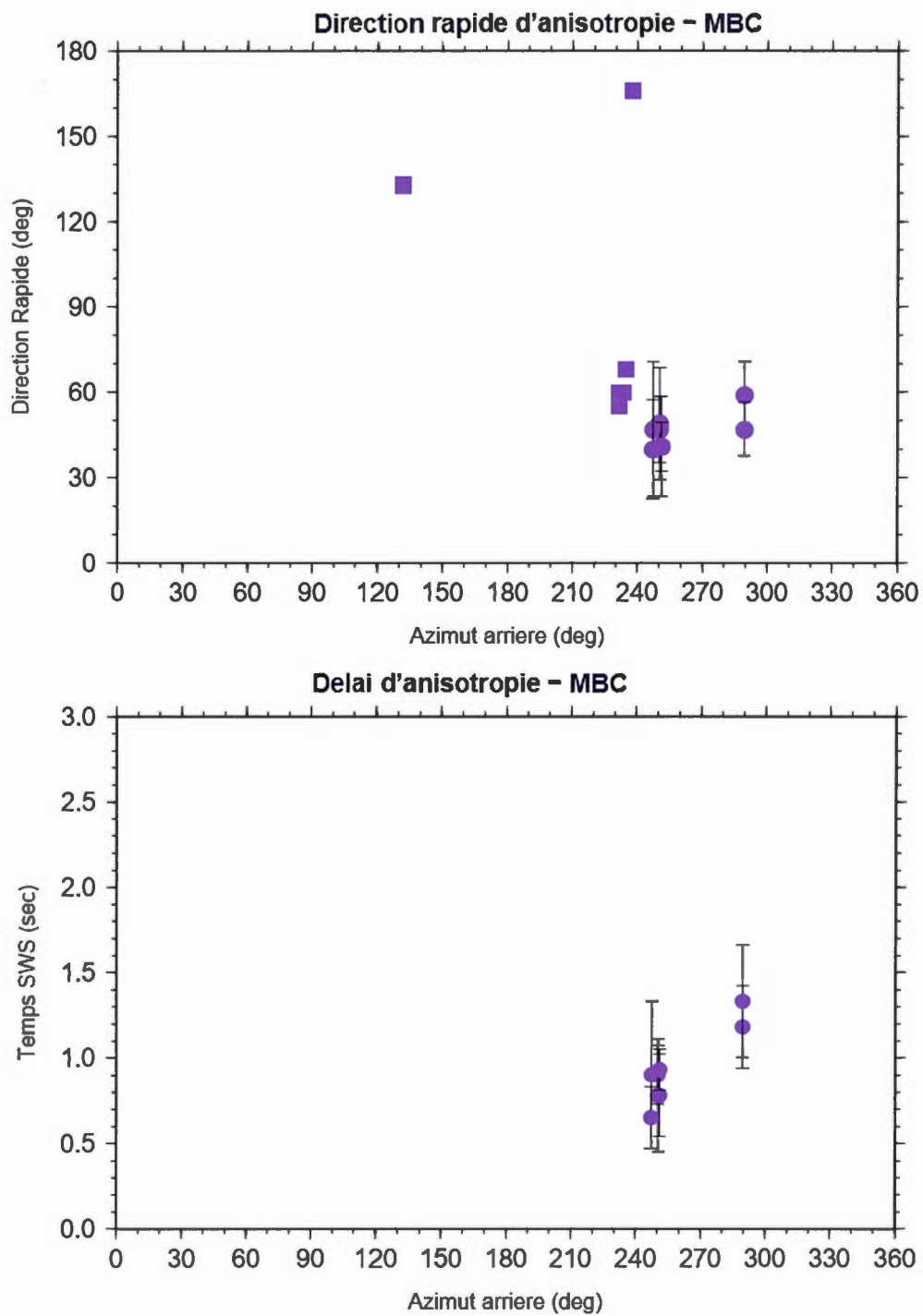


Figure 5.3 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des événements sismiques captés par la station MBC.

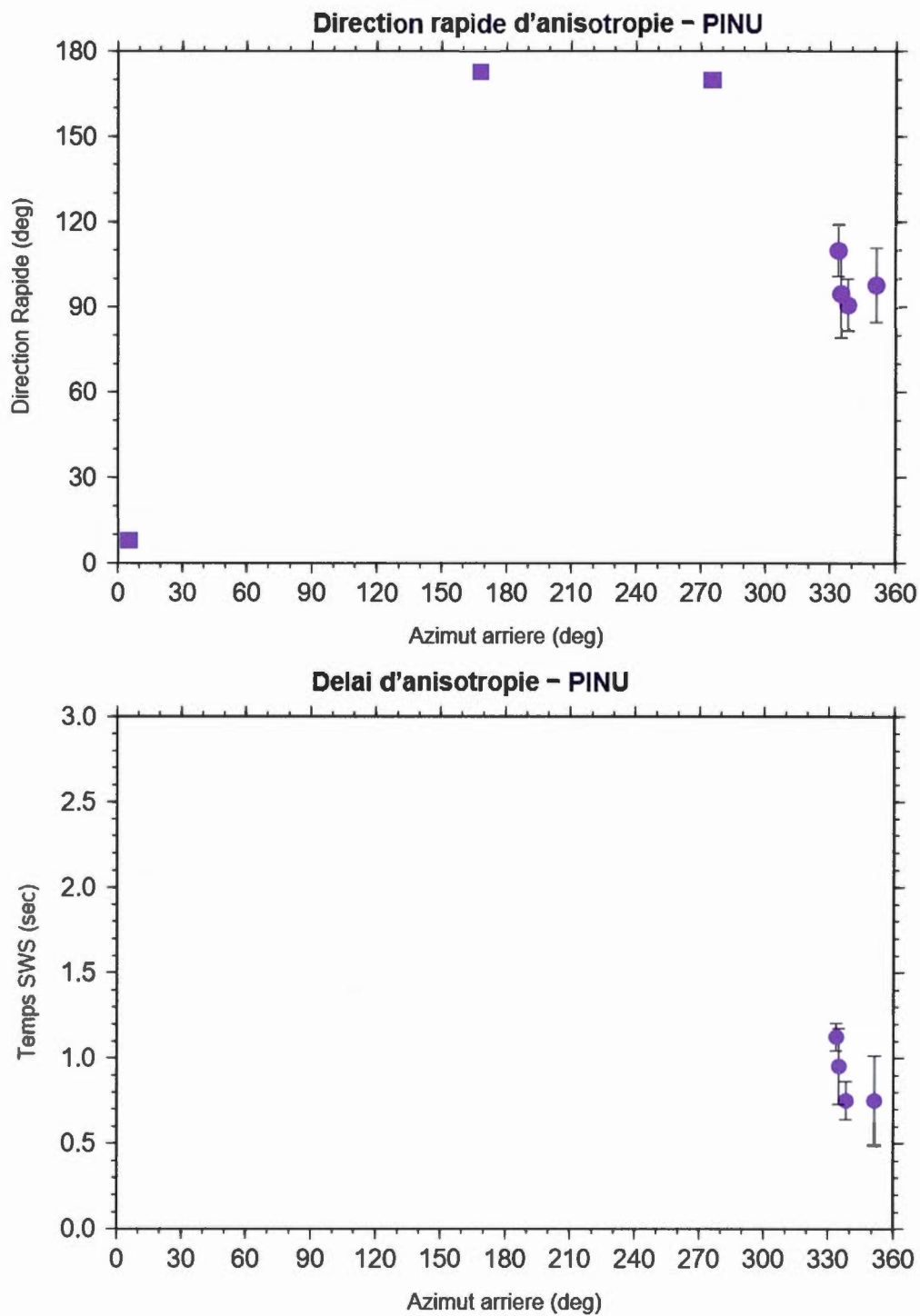


Figure 5.4 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des événements sismiques captés par la station PINU.

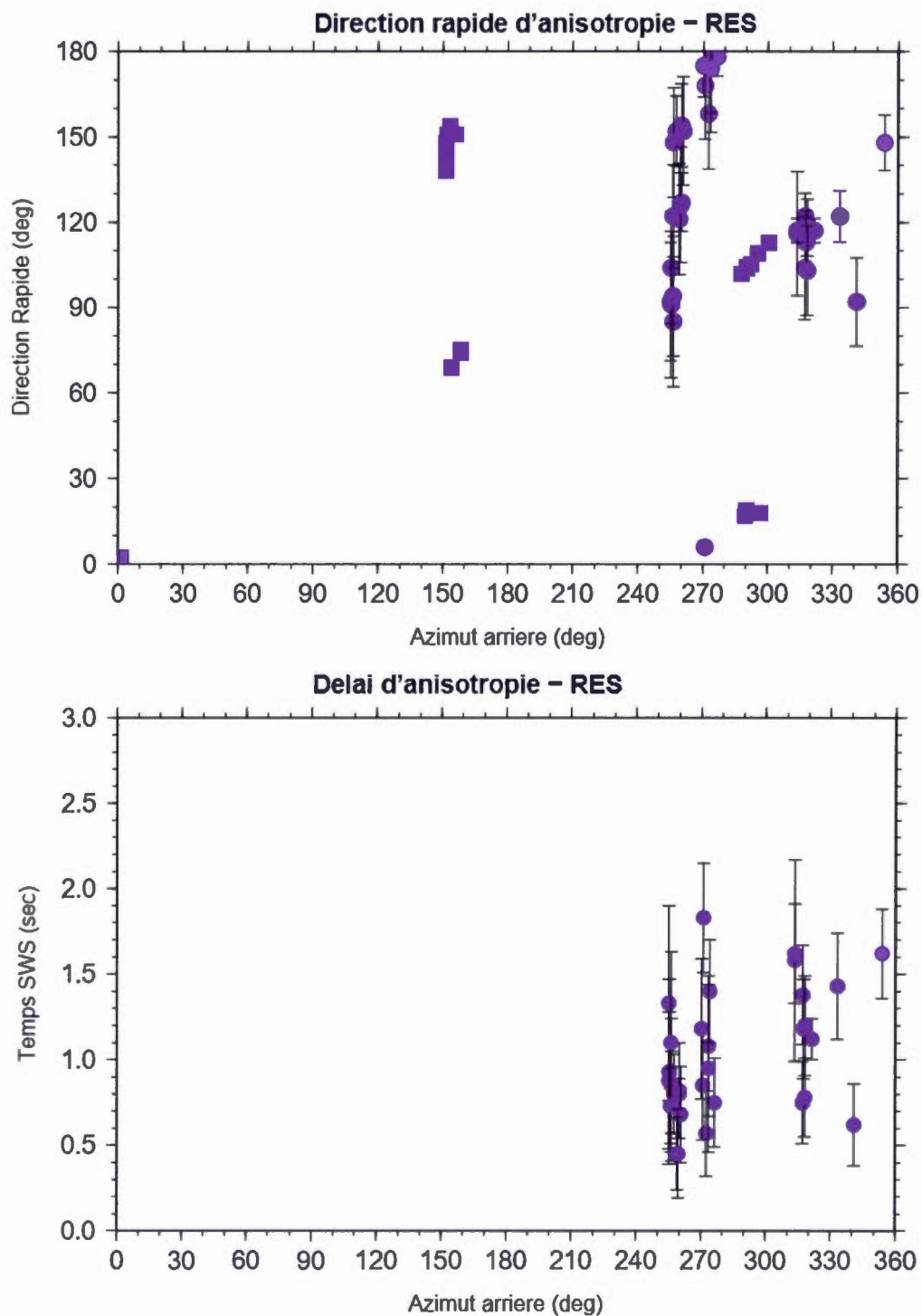


Figure 5.5 : Direction rapide et délai d'anisotropie comparés à l'azimut-arrière (provenance) des événements sismiques captés par la station RES.

Les résultats des stations ALE et RES (figures 5.1 et 5.5) semblent être les plus compatibles avec la présence de couches multiples. La variation des résultats de direction rapide de la station ALE (figure 5.1) entre 290° et 360° décrit une montée régulière qui pourrait être assimilée à une phase de périodicité $\pi/2$ typique des couches multiples. La station souffre cependant d'un manque flagrant d'évènements provenant d'une large gamme d'azimut-arrière. Il en est de même pour la station RES (figure 5.5). Dans la période de 270° à 360° , la forme du graphique est claire et on observe la fin de la phase précédant entre 250° et 270° . Cette périodicité de $\pi/2$ indique, ici aussi, la présence d'au moins deux couches.

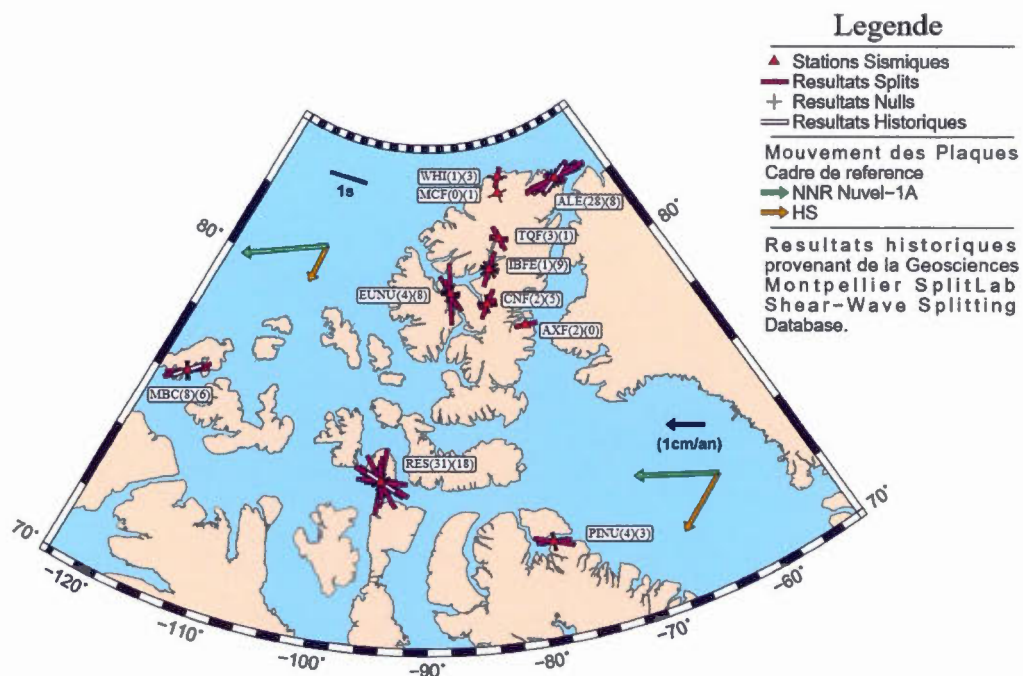
La station EUNU (figure 5.2) présente un schéma qui est potentiellement cyclique et de périodicité $\pi/2$. La grande quantité de résultats « Nulls » nous permet de déplacer et de regrouper quelques points entre 270° et 300° . On est probablement en présence d'au moins deux couches d'anisotropie distinctes.

En tenant compte de l'incertitude des résultats « Nulls », MBC et PINU (figures 5.3 et 5.4) ne semblent pas démontrer de schémas réguliers typiques de plusieurs couches ou de couches obliques. Cette ambiguïté est en partie responsable de la dispersion des résultats « Nulls ». Ceux-ci peuvent être regroupés sous un même azimut-arrière, si nécessaire, pour la recherche d'agencements particuliers tel que ceux démontrant la présence de couches multiples.

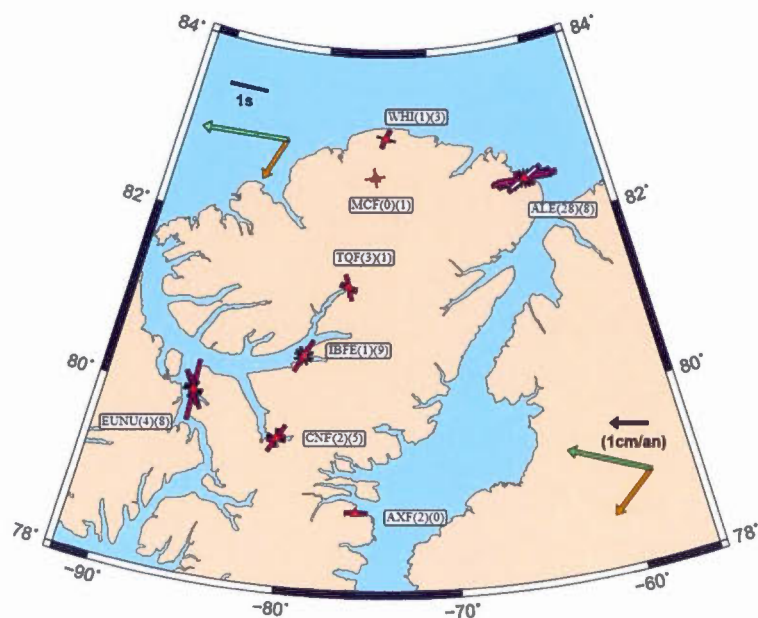
5.3 Mouvement Absolu des Plaques (APM)

Le mouvement absolu des plaques, tel que mentionné à la section 1.5.1, produit un effet ambigu dans certains contextes d'anisotropie. Barruol et al. (1997) expriment plusieurs doutes et incertitudes dans la région concernée. Pour Silver et Chan (1991), l'APM n'est applicable que dans des zones stables, voire pas du tout. L'APM ne serait certainement pas applicable selon eux à la région de l'île d'Ellesmere. Par contre, la région Ouest de cette étude est peut-être suffisamment stable pour y montrer quelques corrélations avec L'APM.

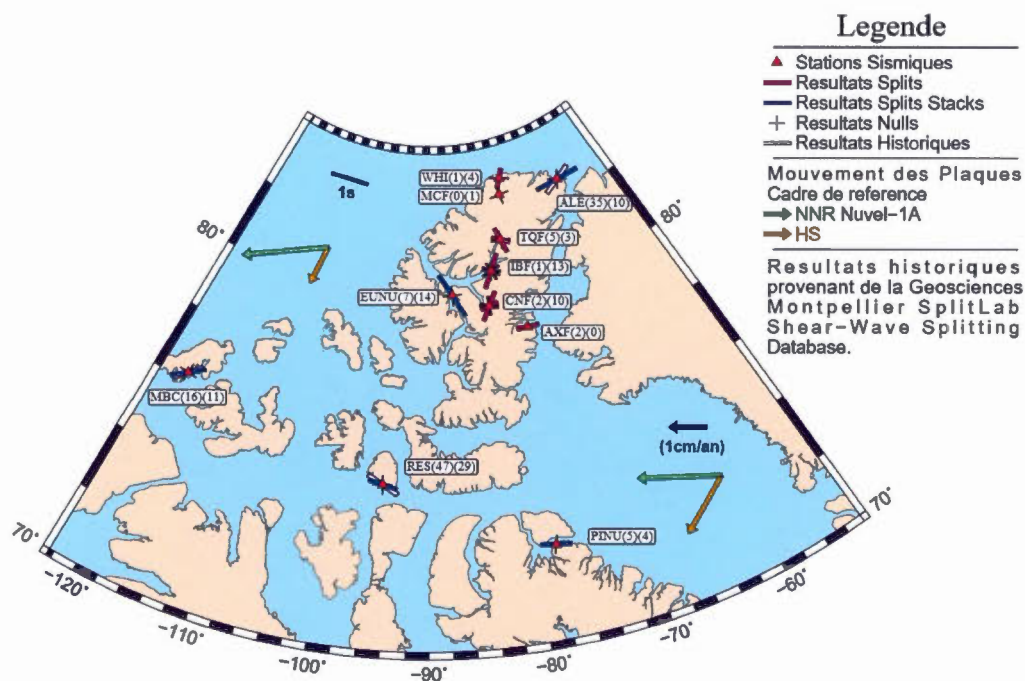
L'APM est ici exprimé en fonction de deux cadres de références. Le premier étant le NNR (No Net Rotation ou rotation nette nulle) et le second, une moyenne des deux systèmes de références des points chauds HS2 et HS3 (Hot Spot 2 et 3). Le NNR correspond aux déplacements de chacune des plaques tectoniques en référence à la moyenne pondérée de la vitesse de l'ensemble de celles-ci. Les deux systèmes de référence des points chauds, quant à eux, assument simplement que ceux-ci sont fixes. Les systèmes de référence NNR et HS sont appliqués sur les modèles suivants : GEODVEL (Argus et al, 2010) en ce qui concerne NNR puis NUVEL1A (Gripp et al. 1990, et DeMets et al. 1994 et Gripp et Gordon, 2002) pour HS. Cette dernière « découpe » la surface de la Terre en un ensemble de 12 plaques considérées rigides.



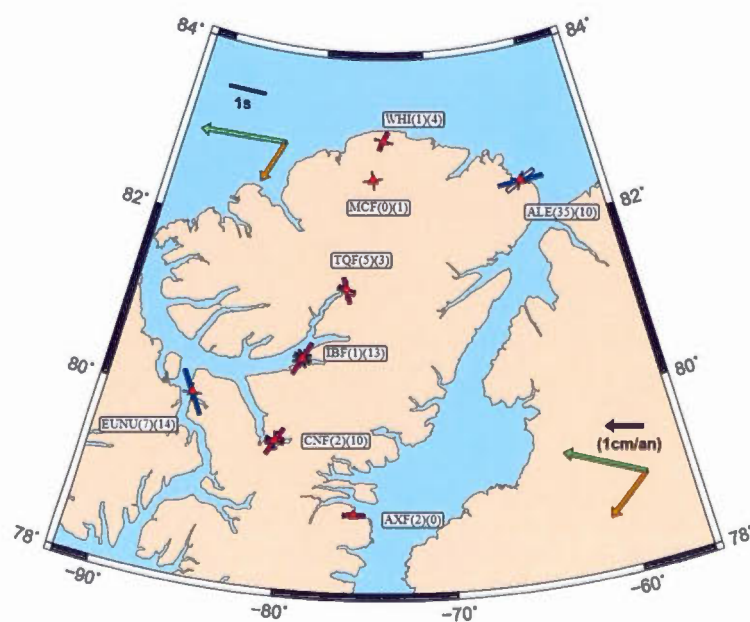
Carte 5.4 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques. Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



Carte 5.5 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.



Carte 5.6 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.



Carte 5.7 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et des directions et vitesses de mouvement des plaques.

On constate une correspondance partielle entre les modèles et les résultats de « SWS ». Alors que certaines stations ELLITE (IBF et WHI) semblent s'aligner sur l'APM relatif aux points chauds, les stations permanentes MBC et PINU ainsi que la station AXF semblent suivre l'APM de rotation nette nulle. On retrouve ici les incertitudes décrites par Barruol et al. (1997) alors que ces stations ont des résultats concordants très bien avec la géologie et la tectonique locale. Les autres stations varient entre 20° d'écart à la référence NNR pour AXF à près de 60° d'écart, quelle que soit la référence, pour la station EUNU. La différence entre les deux modèles, particulièrement marquée dans cette région, nous pose la question duquel choisir, à supposer qu'il y en ait un de pertinent.

Le tableau 5.1 comptabilise les différents résultats de « SWS » ainsi que le nombre de degrés d'écart entre les résultats des stations individuelles et les deux modèles de mouvements apparents des plaques : rotation nette nulle (NNR) et points chauds (HS). Gardons à l'esprit que les résultats de « SWS » correspondent à des orientations et non des directions.

Code Stations	Excellent		Bon		ϕ	err- ϕ	Référence NNR	Écart NNR	Référence HS	Écart HS
	# Split	# Null	# Split	# Null	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
ALE	28	8	35	10	87	0,8	294	-27	223	44
EUNU	4	8	7	14	-30	3,8	269	61	210	-60
MBC	8	6	16	11	53	2,8	236	-3	196	37
PINU	4	3	5	4	-81	4	278	1	228	51
RES	31	18	47	29	-76	1	261	23	216	68
AXF	2	0	2	0	-89	10	280	-9	220	51
CNF	2	5	2	10	74	5,8	275	-21	215	39
IBF	1	9	1	13	28	16,5	276	-68	214	-6
MCF	0	1	0	1	-	-	281		213	
TQF	3	1	5	3	-61	7	279	20	214	85
WHI	1	3	1	4	28	20,3	282	-74	213	-5

Tableau 5.1 : Ensemble des résultats « stacks » par station et écart des directions rapides d'anisotropie avec les modèles de mouvements apparents des plaques (APM).

5.4 Flux Mantelliques

Il existe encore beaucoup d'incertitudes concernant le(s) lien(s) entre les flux mantelliques et le mouvement des plaques. La question est de savoir s'il y a une zone de découplage entre la lithosphère et l'asthénosphère. Sur les cartes suivantes, les résultats de « SWS » sont présentés selon deux variantes du modèle de flux mantellique TX2008 (Simmons et al. 2009 et Forte et al. 2010a, b). Celui-ci est dérivé d'un modèle de tomographie obtenu d'une inversion conjointe sismique-géodynamique de Simmons et al. (2009) couplé aux profils de viscosité et à des analyses de dynamique des fluides. Les variantes V1 et V2 se réfèrent à deux profils de viscosité mantellique utilisés par Forte et al. (2010a, b). Ils sont tous deux calculés à partir d'une inversion conjointe de données de convection globale et d'ajustements glacio-isostatiques relatifs aux fontes des calottes Laurentienne et Fennoscandinave. Les différences entre les deux profils de viscosité sont les suivantes : V1 possède une viscosité faible au niveau du manteau lithosphérique, relativement à V2 et V2 ne possède pas la zone de basse viscosité à la base du manteau supérieur (Figure 5.6).

Les cartes 5.8, 5.9, 5.10 et 5.11 affichent les flux mantelliques à une profondeur de 250 km. Cette profondeur a été sélectionnée parce qu'elle se trouve, selon les connaissances actuelles, sous la limite lithosphère-asthénosphère. Elle devrait, par ce fait, être en mesure de bien rendre l'état actuel des flux mantelliques.

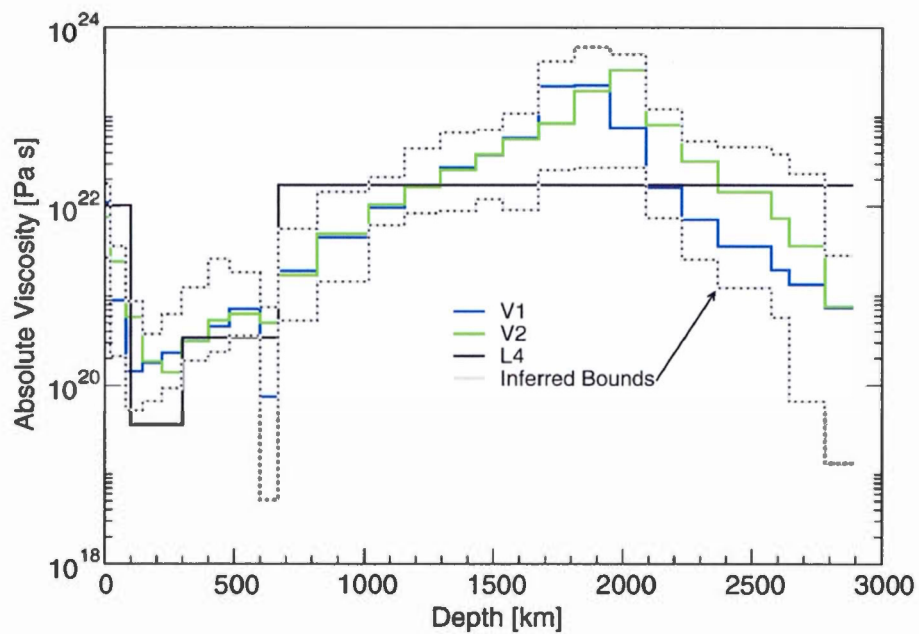
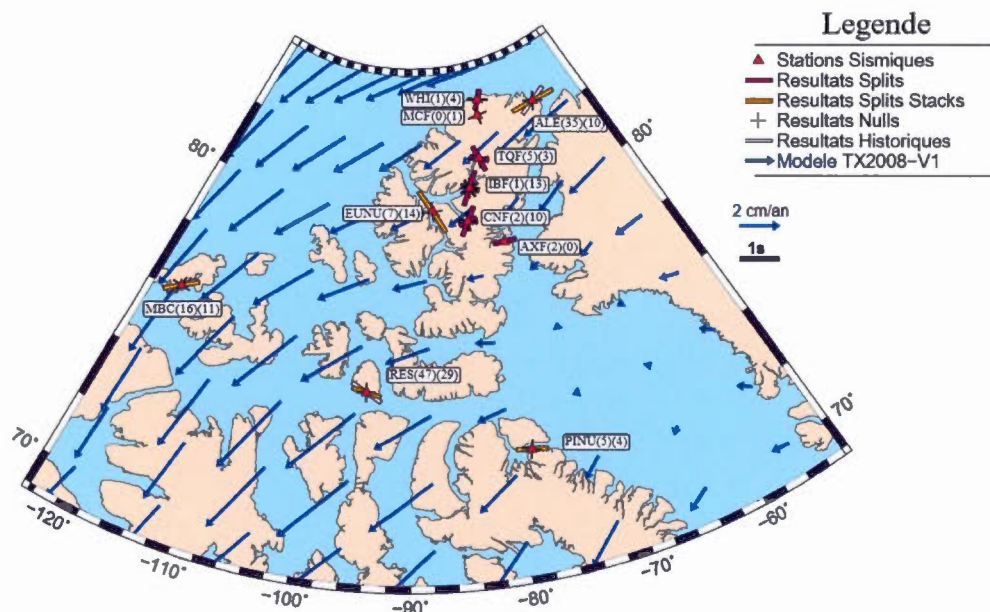
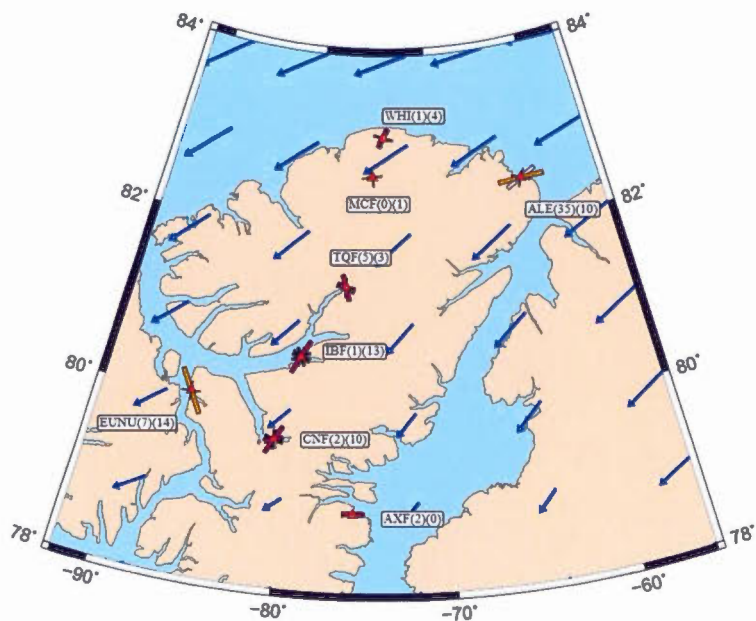


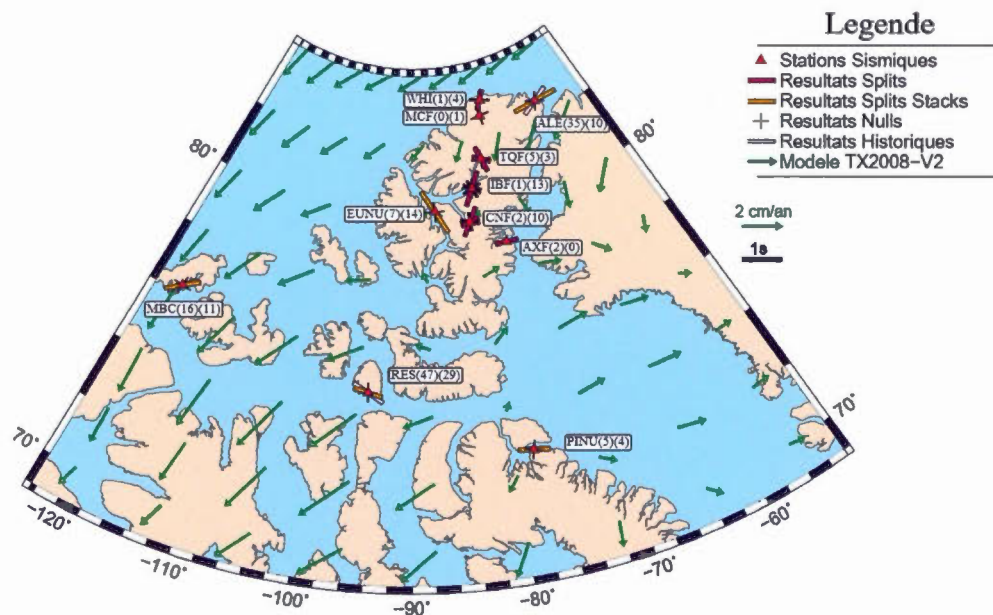
Figure 5.6 : Profils des viscosités V1 et V2 provenant de Forte et al. (2010). L4 étant un profil de viscosité théorique à quatre couches n'étant pas d'intérêt dans la présente étude.



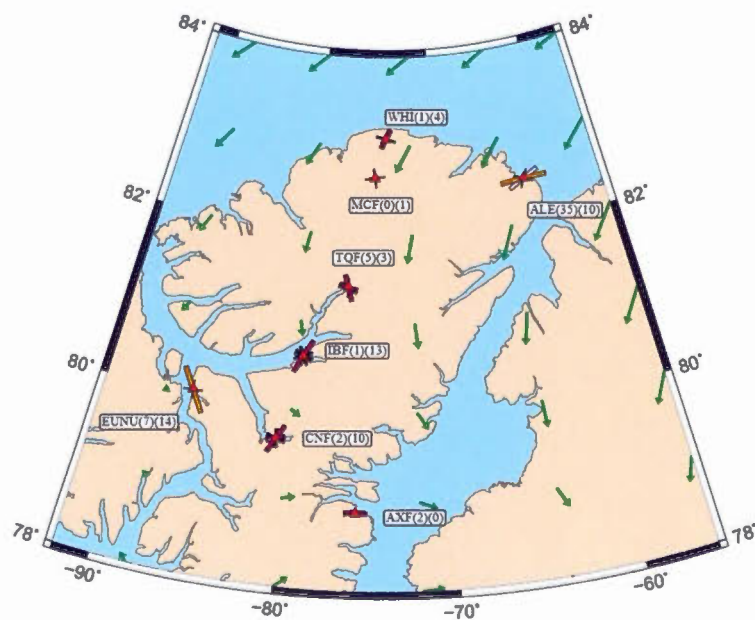
Carte 5.8 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1. Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



Carte 5.9 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1.



Carte 5.10 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V2.



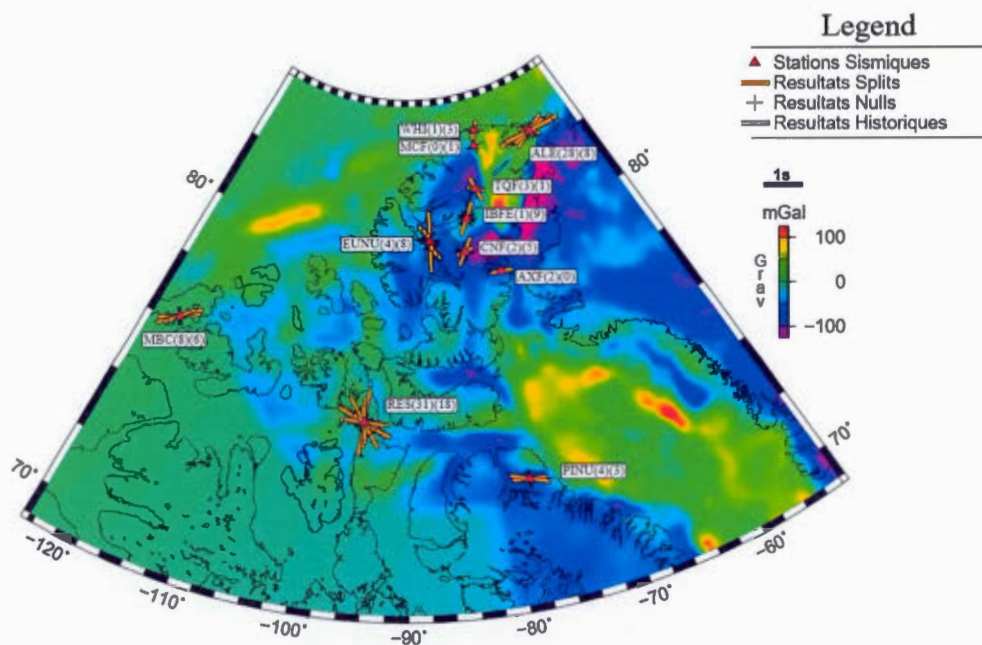
Carte 5.11 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V2.

Pour toutes les cartes, on observe une faible corrélation entre résultats « SWS » et les flux mantelliques. Seules les directions d'anisotropie des stations ALE, CNF et IBF semblent s'orienter selon des azimuts similaires aux flux du modèle V1. AXF et WHI s'approchent, quant à elles, des directions de flux selon le modèle de viscosité V2. TQF n'est pas très éloignée du modèle V2 non plus. Par contre, la station CNF s'oriente presque perpendiculairement aux flux selon la viscosité V2. La plupart des autres stations ne semblent aucunement liées aux flux mantelliques de la région, quel que soit le profil de viscosité utilisé.

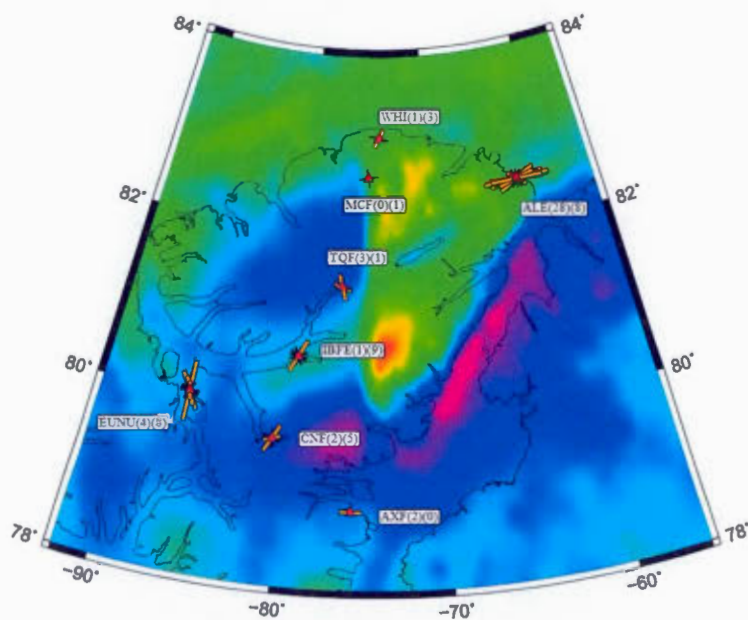
Les cartes de flux mantelliques affichant tous les résultats excellents individuellement se trouvent en annexe A.

5.5 Anomalie de Bouguer

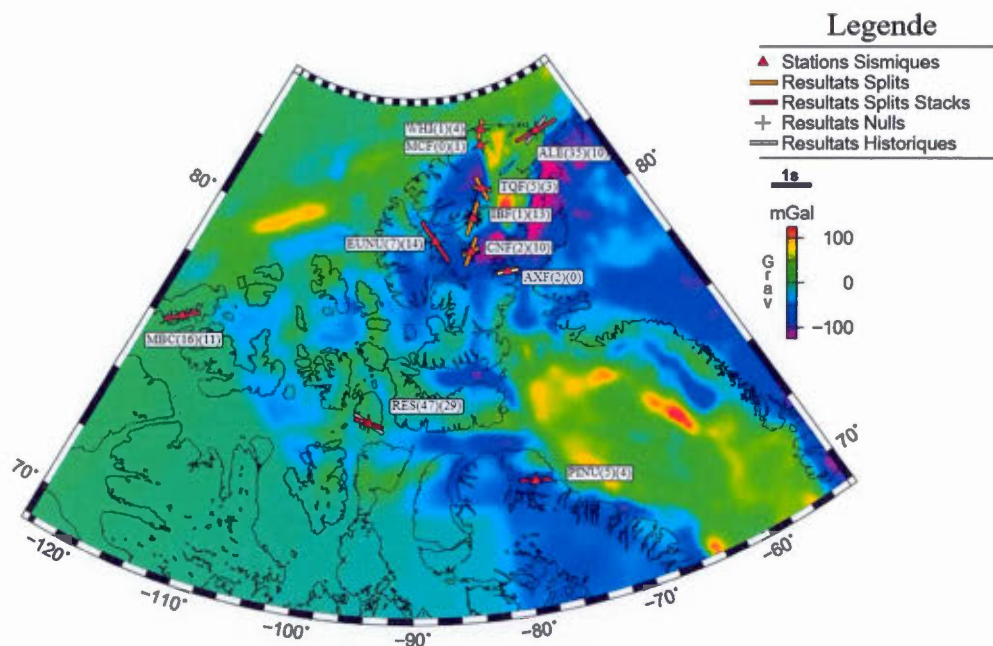
L'anomalie de Bouguer est due aux variations de densité des roches. Typiquement, les structures lithosphériques produisent des anomalies de grande longueur d'onde ($>100\text{km}$). Par contre, les structures très profondes, telles les racines cratoniques, ressortiront mieux dans les anomalies du géoïde que les anomalies de gravité. Les structures causant les anomalies de gravité peuvent, par exemple, être dues aux orogénies et leurs racines crustales de faible densité relativement au manteau. Les cartes 5.12 à 5.15 exposent l'anomalie de Bouguer (Gaina et al. 2011) de la région d'étude en sous impression des résultats de « SWS ». Les données d'anomalie de gravité proviennent du projet de cartographie de l'arctique publié par Gaina et al. (2011) « Circum-Arctic Mapping Project, Gravity and Magnetic map (CAMP GM) ».



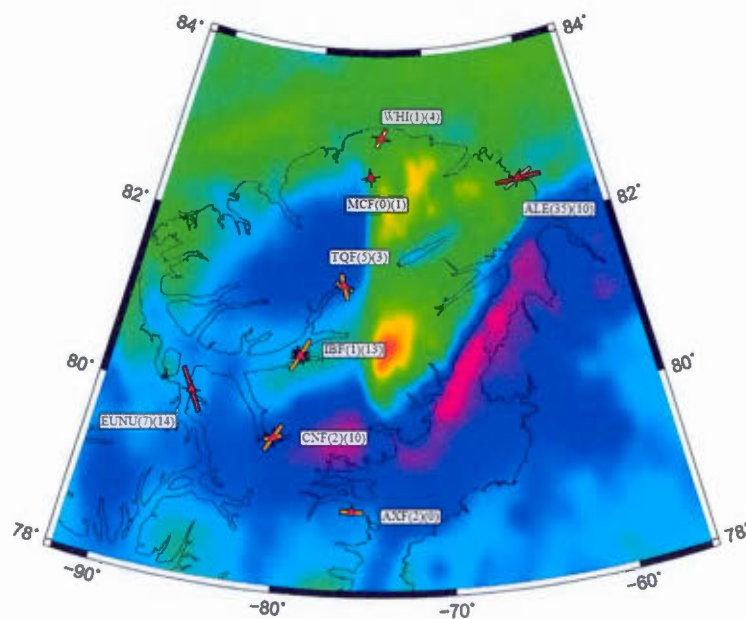
Carte 5.12 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011). Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



Carte 5.13 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).



Carte 5.14 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).



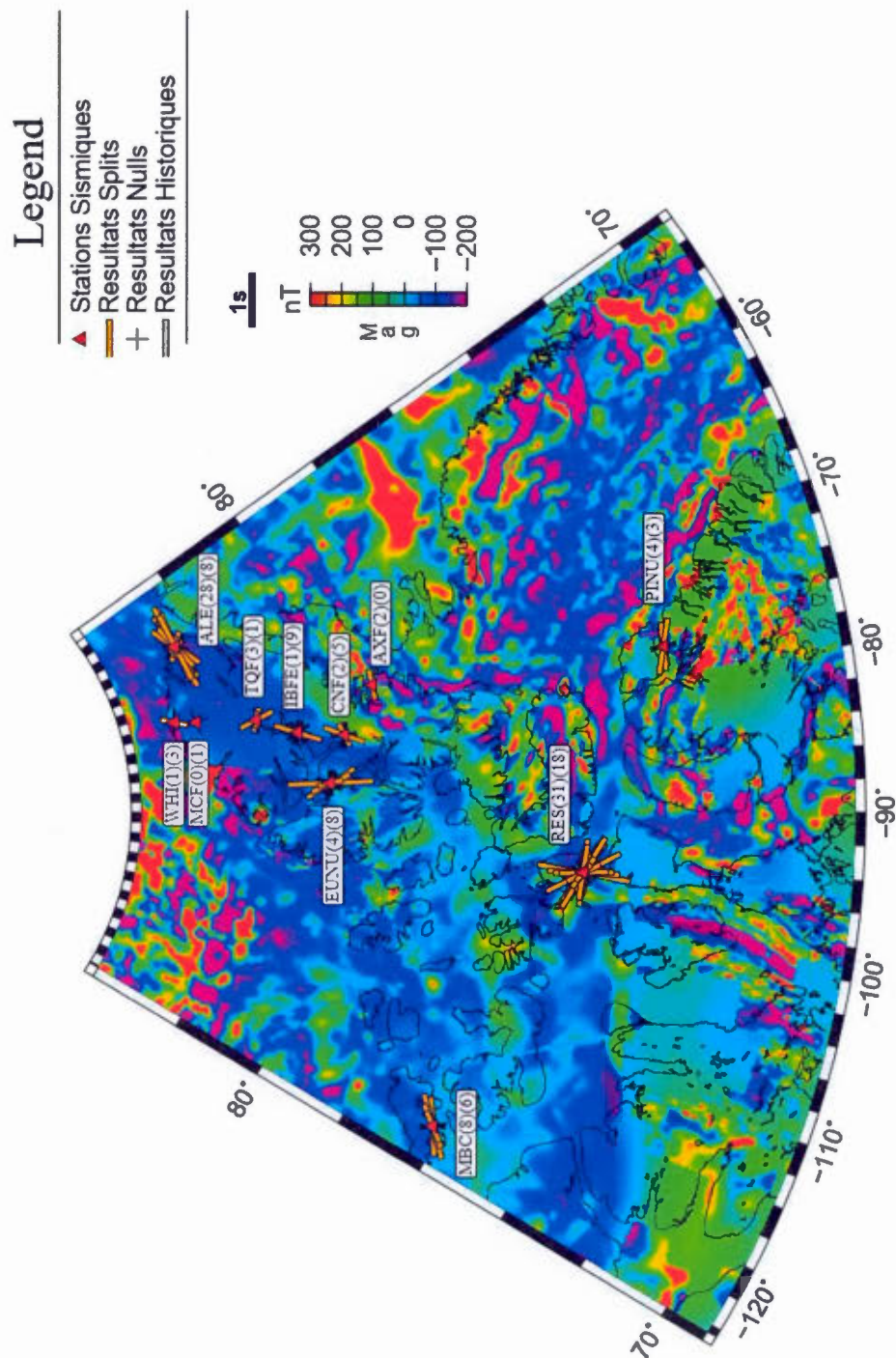
Carte 5.15 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et de l'anomalie gravitationnelle de Bouguer selon Gaina et al. (2011).

Voici donc les résultats par station. Les résultats de la station ALE semblent, autant par les résultats historiques que par les résultats ici présentés, s'orienter selon l'anomalie linéaire située sous le détroit de Nares. Les résultats de la station AXF semblent suivre eux aussi la même anomalie qui pivotant vers l'ouest en suivant la baie de Buchanan. Cette anomalie gravitationnelle négative correspond au front Eureka. Les résultats de la station CNF s'alignent plus approximativement avec l'orientation de l'anomalie. Les résultats de la station IBF semblent légèrement suivre le prolongement sud-ouest de l'anomalie positive du bloc stable de Hazen. Les résultats d'EUNU, quant à eux, semblent s'orienter sur l'anomalie négative située au sud-ouest bien que la correspondance ne soit pas très marquée. À l'extrême ouest de la région, les résultats de la station MBC ne montrent aucune corrélation avec l'anomalie gravimétrique. De fait, l'anomalie de ce secteur est sans contraste et relativement uniforme. La station MCF, pour laquelle il n'y a pas de résultats de type « split » pourrait être orientée selon le contact de l'anomalie du bloc stable de Hazen en tenant compte de l'abiguïté des résultats nuls. Complètement au sud, les résultats de la station PINU corréleront faiblement avec l'anomalie locale. Le cas de RES ressemble quelque peu au cas de MBC, l'anomalie du secteur est diffuse et assez uniforme. TQF, avec des résultats presque orthogonaux à l'anomalie locale, ne montre aucune corrélation. Finalement, les résultats de la station WHI s'orientent grossièrement selon l'anomalie observée plus au sud, sous la station MCF.

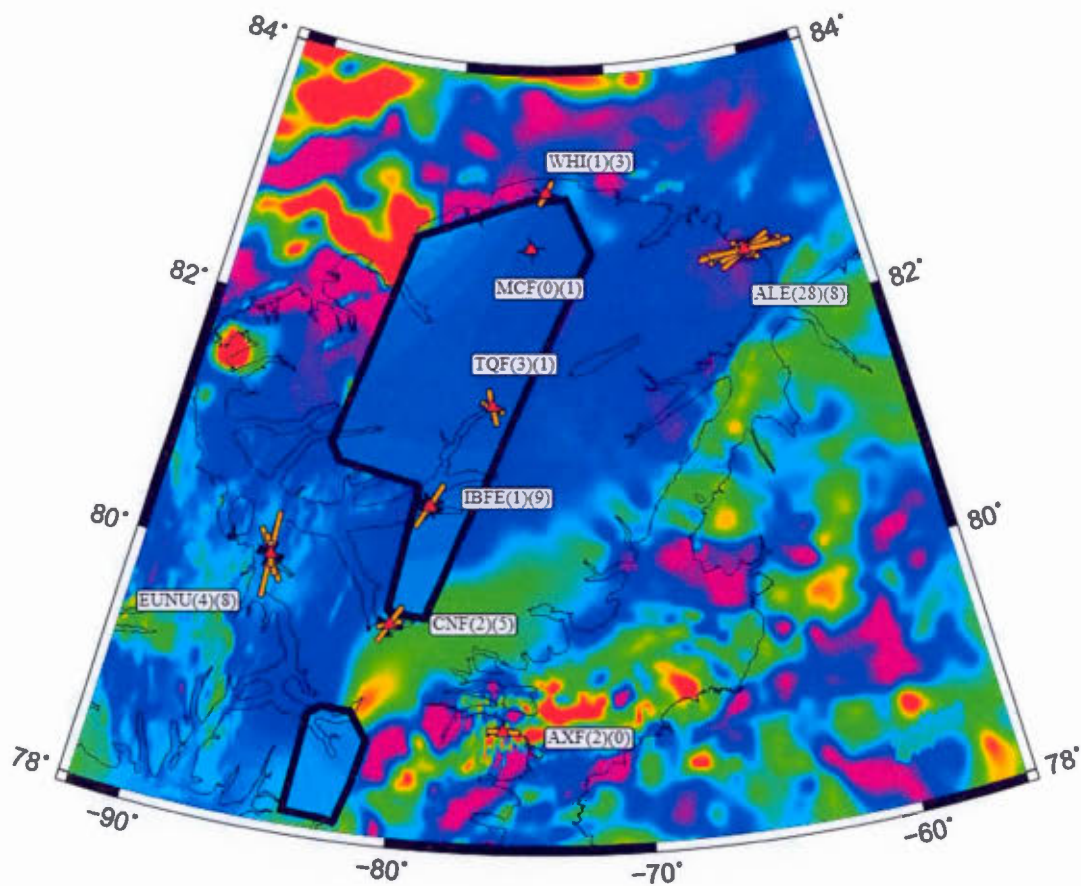
Ces observations confirment que l'anomalie de Bouguer peut être partiellement utile à l'interprétation des résultats lorsque cette dernière reflète des anomalies profondes susceptible de causer de l'anisotropie sismique dans le manteau lithosphérique. En effet, certaines stations semblent corréler plus ou moins avec l'anomalie alors que d'autres pas du tout. Les résultats d'anisotropies sismiques mesurés par la technique de « SWS » sont excellents pour échantillonner directement sous une station et son entourage immédiat. Ils possèdent cependant une résolution latérale variable et limitée par le nombre, la disposition et l'espacement des stations sismiques. Généralement, ils permettent donc des observations à des échelles que l'anomalie de Bouguer ne permet pas toujours d'observer. Lorsque c'est le cas, on doit donc chercher les indices potentiels à l'aide d'autres phénomènes tel que ceux présentés précédemment ou dans les sections suivantes.

5.6 Anomalie Magnétique

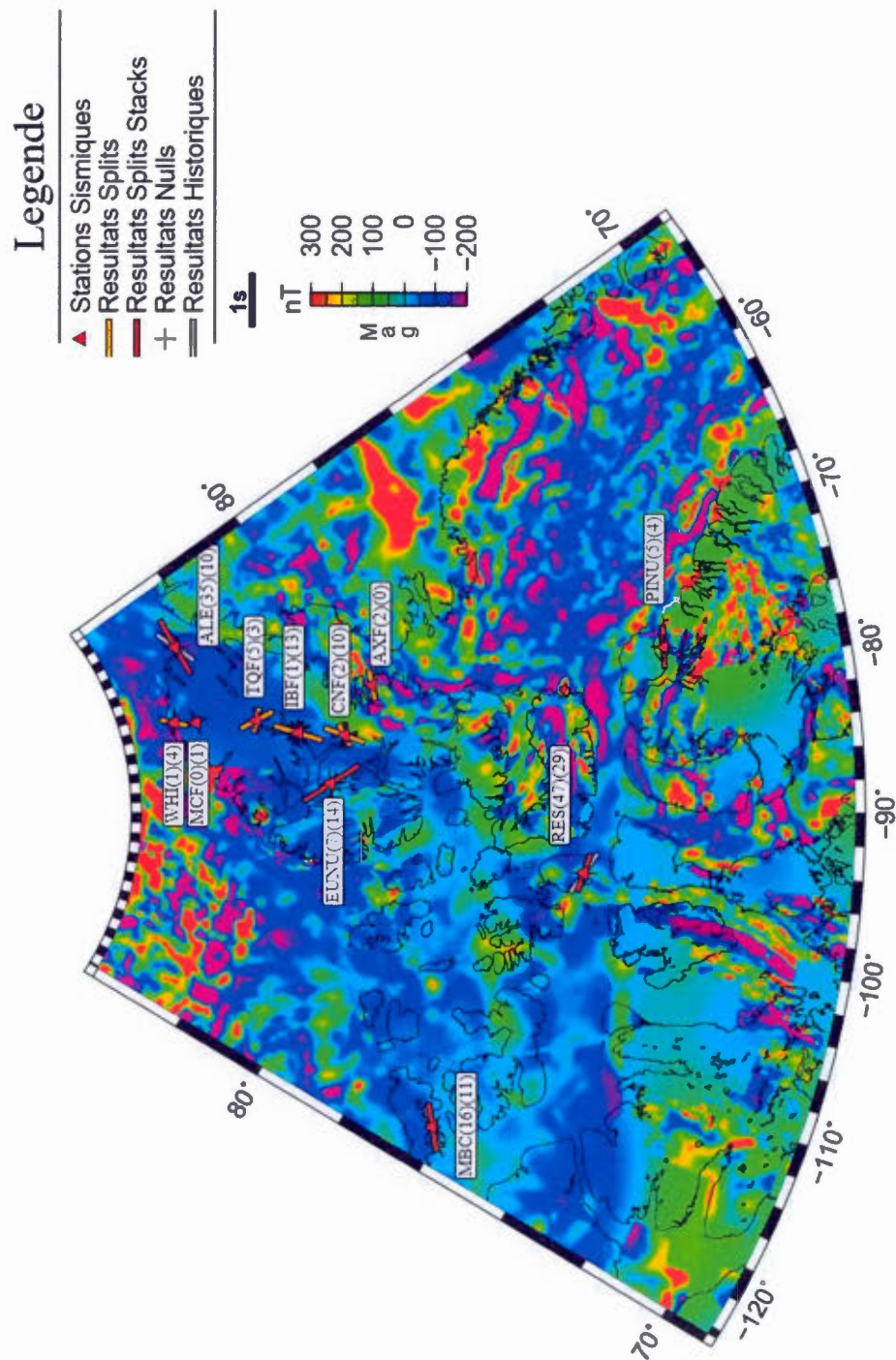
L'anomalie magnétique est habituellement d'une grande utilité en ce qui a trait aux observations en milieu océanique pour constater la bonne ou moins bonne corrélation entre les résultats d'anisotropie sismique. Cependant, les propriétés magnétiques des roches sont typiquement associées à la croûte terrestre. En effet, même dans le cas d'une lithosphère relativement froide, la température de Curie est atteinte à des profondeurs dépassant rarement les 70 kilomètres. Sous cette limite, la roche ne retient pas sa propriété magnétique attribuée à sa teneur en minéraux ferromagnétiques. L'anomalie magnétique provenant généralement de profondeurs assez faibles et diminuant rapidement en intensité, on en déduit qu'il est impossible d'établir des liens directs entre cette anomalie et l'anisotropie sismique qui serait acquise dans le manteau lithosphérique et asthénosphérique. Comme on le constate, la comparaison des linéaments identifiés grâce à cette anomalie démontre pourtant de certaines corrélations avec l'anisotropie sismique. Bokelmann et Wüstefeld (2009) avancent que la présence de corrélation indique que la croûte et la lithosphère sous-jacente se sont formées à la même période. La comparaison avec l'anomalie magnétique doit, pour ce faire, assumer une anisotropie de type VCD commune à la croûte et au manteau lithosphérique. Cela apporte à la fois une indication de l'origine lithosphérique et fossile de l'anisotropie. Les cartes 5.16 à 5.19 présentent les résultats et l'anomalie magnétique selon Gaina et al. (2011). Les données d'anomalie magnétique proviennent du projet de cartographie de l'arctique publié par Gaina et al. (2011) « Circum-Arctic Mapping Project, Gravity and Magnetic map (CAMP GM) ».



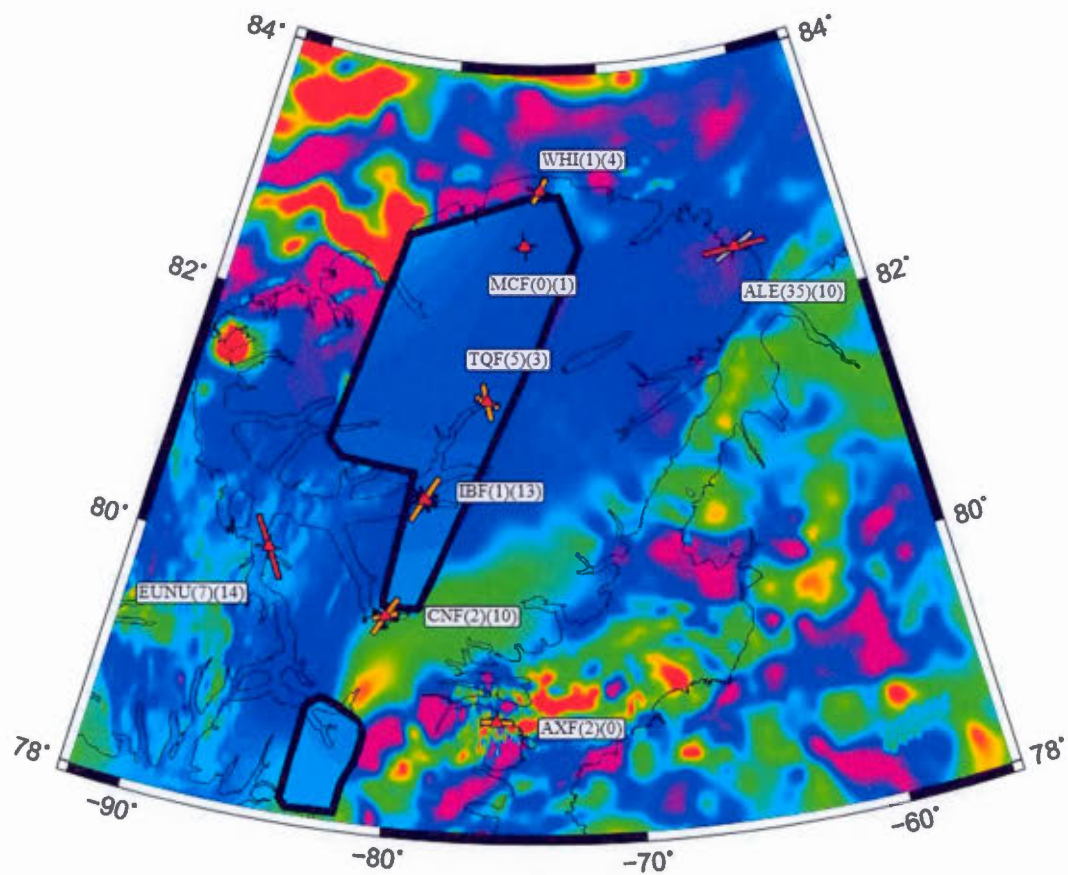
Carte 5.16 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011). Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



Carte 5.17 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011). Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.



Carte 5.18 : Carte globale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011).



Carte 5.19 : Carte locale des résultats « hybrides excellents » de « SWS » et du champ magnétique résiduel selon Gaina et al. (2011).

Dans la région d'étude, on observe des tendances à très grande échelles qui sont difficiles à corréler avec les résultats de « SWS » d'un point de vue local. En effet, à petite échelle, l'anomalie magnétique varie rapidement et sans structure apparente. Étant donné que les résultats de « SWS » s'accordent globalement avec la géologie et la tectonique (section 5.1), il est important de considérer l'anomalie magnétique d'un point de vue global aussi. À grande échelle, on observe une anomalie négative, du nord-est de l'île d'Ellesmere au sud-ouest de l'île du Prince Patrick, qui semble correspondre assez bien à la ceinture Innuïtienne. Malheureusement, l'absence de couverture sur une partie de l'île d'Ellesmere et dans la région de la station PINU est à garder à l'esprit. Les deux zones sont couvertes par une simple interpolation linéaire afin que les limites concordent avec les relevés les entourant (zones avec contours noirs sur les cartes locales). Cela empêche de chercher des corrélations locales pour les stations affectées mais n'est cependant pas très significatif à l'échelle régionale. Il semble en effet y avoir corrélation entre géologie/tectonique régionale et l'anomalie magnétique. On en déduit donc un lien indirect avec l'anisotropie sismique.

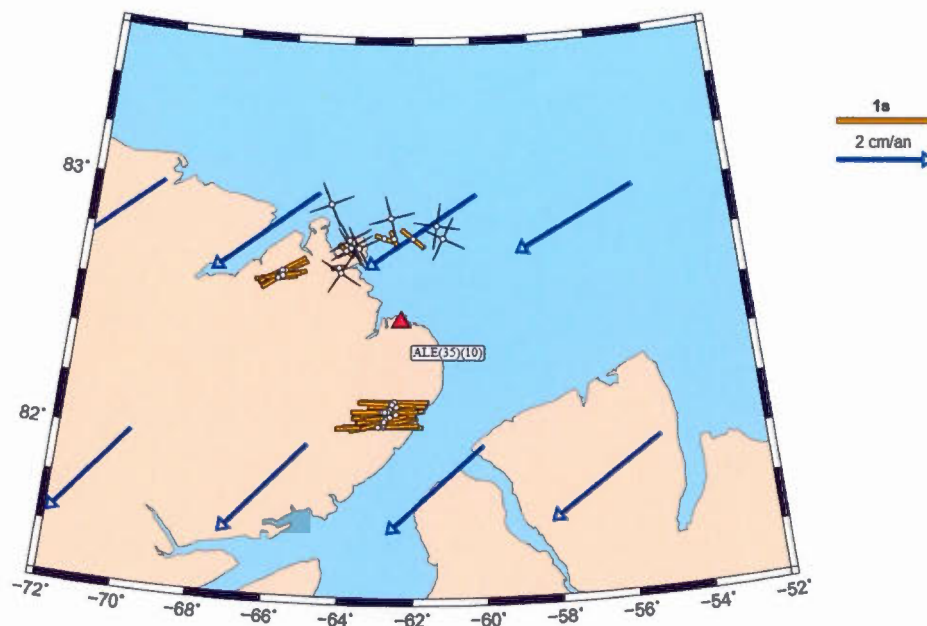
Un bilan station par station est ici difficile à effectuer en raison des fluctuations locales non structurées de l'anomalie. Les liens locaux et directs sont donc hautement spéculatifs.

5.7 Points d'Intersection (Piercing Points)

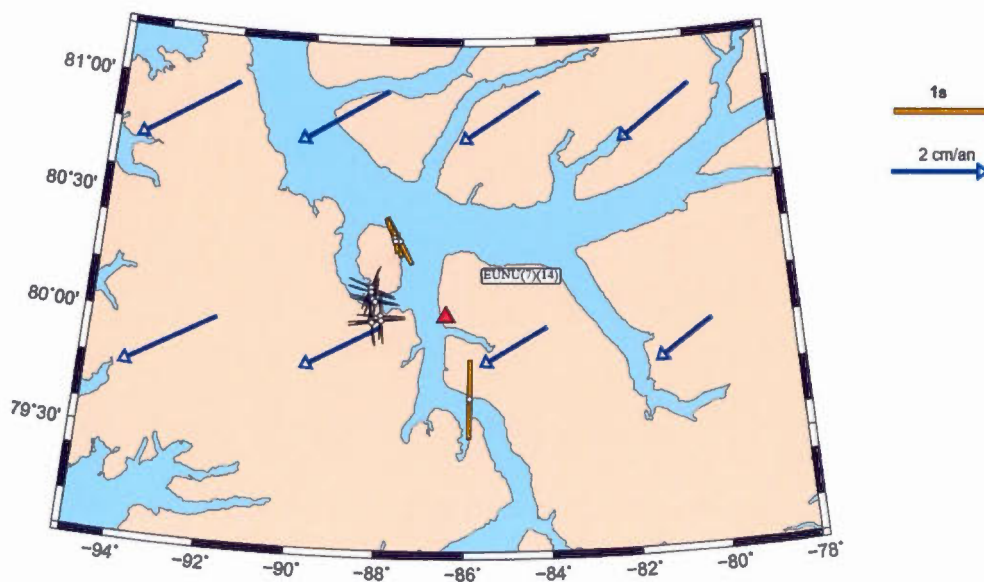
Cette section discute de la visualisation des points d'intersection des signaux sismiques ayant donnés les meilleurs résultats de « SWS ». Ces points d'intersection, ou « piercing point » en anglais, correspondent aux coordonnées, projetées à la surface, du point où un signal sismique parvient à une profondeur prédéfinie. Dans cette étude, la profondeur de 200 km a été choisie parce que l'anisotropie sismique des phases SKS et SKKS provient habituellement du manteau supérieur.

L'anomalie de Bouguer, le champ magnétique et les données de flux mantelliques ont été comparés aux points de sortie des résultats de « SWS ». Chacune des stations permanentes est traitée séparément de sorte qu'il y a, pour chacun des types de comparaisons, une carte par station. Les cartes de points d'intersection sont d'abord présentées puis suivies des commentaires et observations.

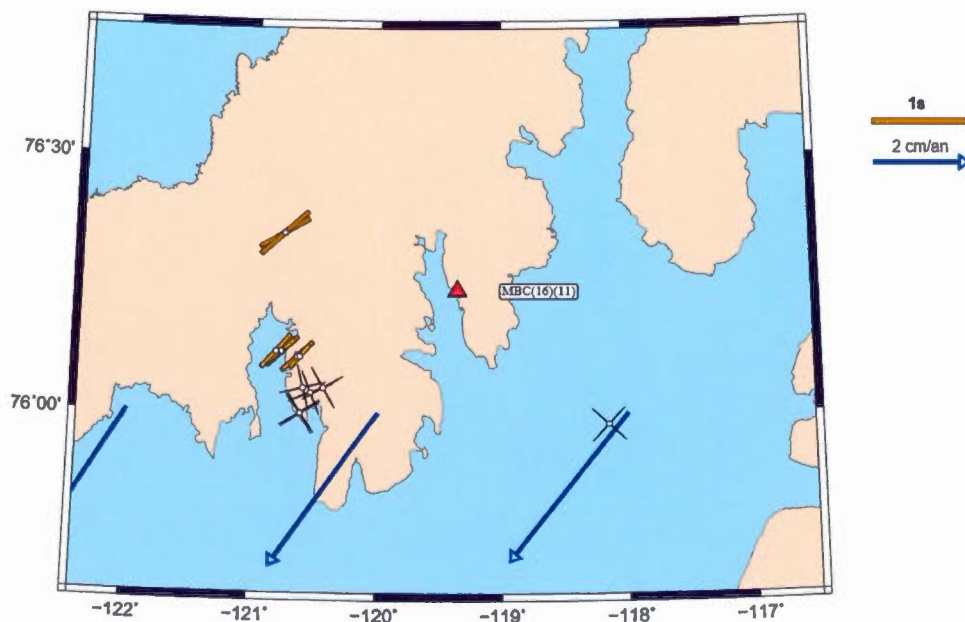
5.7.1 Flux Mantelliques TX2008-V1



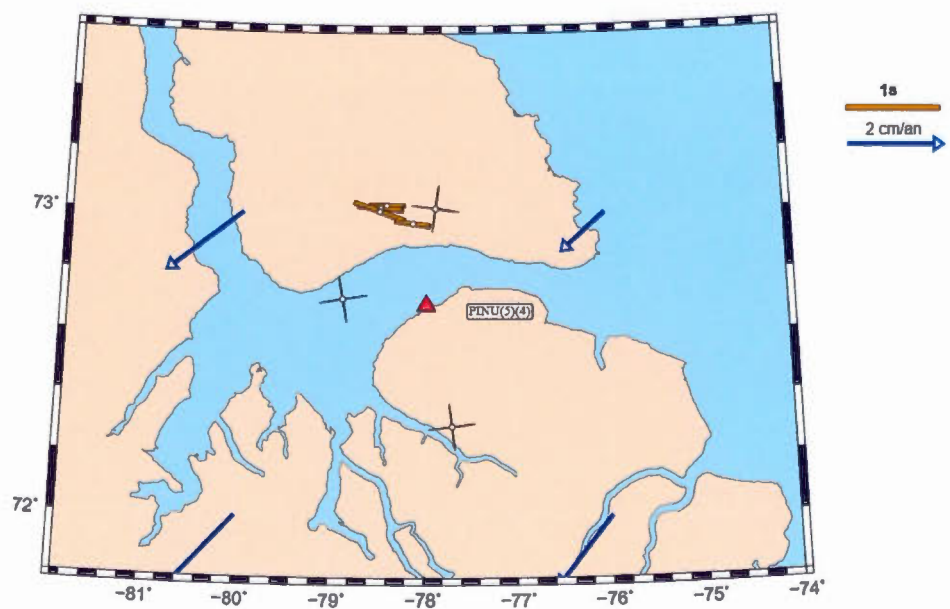
Carte 5.20 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



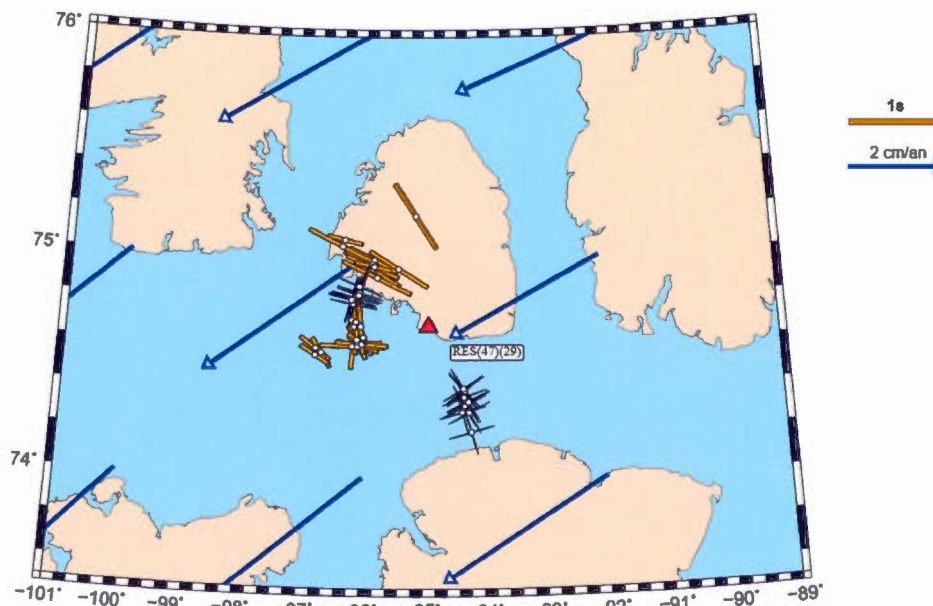
Carte 5.21 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station EUNU.



Carte 5.22 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station MBC.



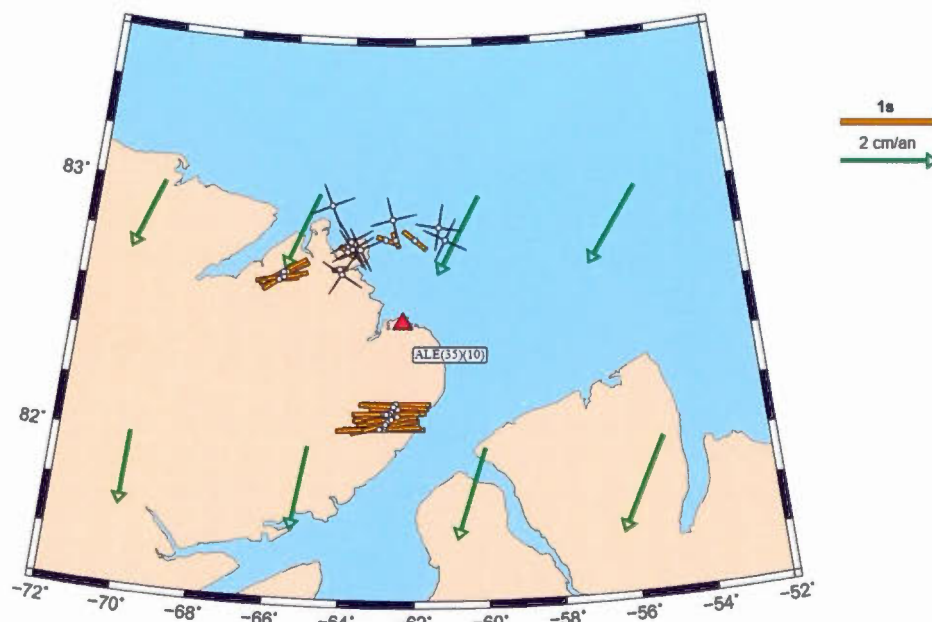
Carte 5.23 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station PINU.



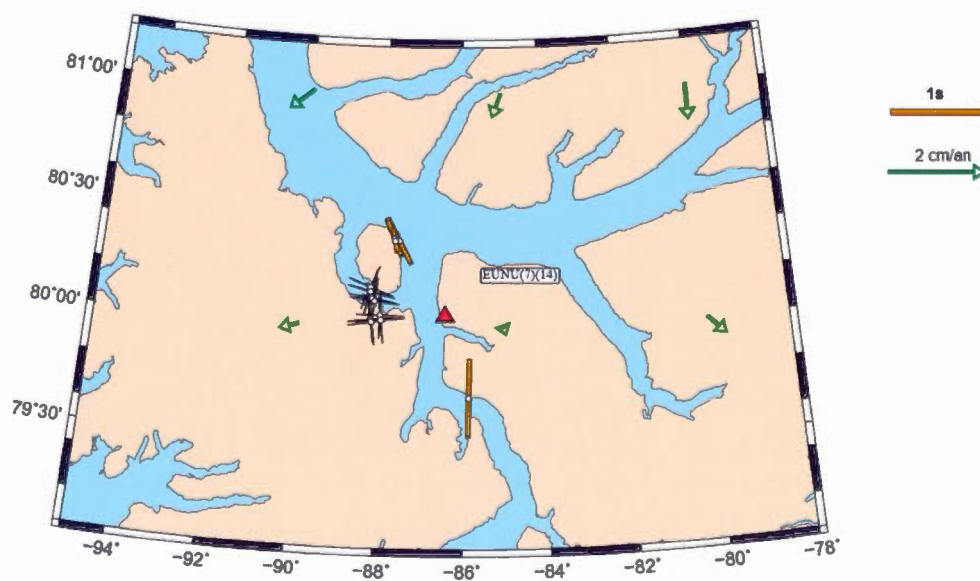
Carte 5.24 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V1 et points de sortie pour la station RES.

Les conclusions suite à la comparaison des résultats avec le modèle de flux mantelliques TX2008-V1 sont variables. La station ALE (carte 5.20), à l'exception de quelques résultats « Splits » accompagnant les résultats « Nulls » au nord, semble bien s'orienter selon les flux, MBC (carte 5.22) également. On observe, comme on s'y attendrait, des résultats « Nulls » pour les événements ayant des azimuth-arrières de même orientation que les flux. La situation est un peu plus étrange en ce qui concerne PINU et RES (cartes 5.23 et 5.24). On retrouve, pour les deux stations, des résultats « Nulls » à environ 45° des flux. Si l'anisotropie suivait les flux, ce sont les résultats « Splits » qui se situeraient dans ces zones. Les résultats pour la station PINU (carte 5.23) sont peu nombreux et sèment le doute sur la validité des conclusions qui peuvent en être tirées. Par contre, la station RES (carte 5.24) a bon nombre de résultats. L'observation que l'on en fait ici découle probablement de la complexité géologique de la région telle qu'elle est détaillée dans la section 5.1.

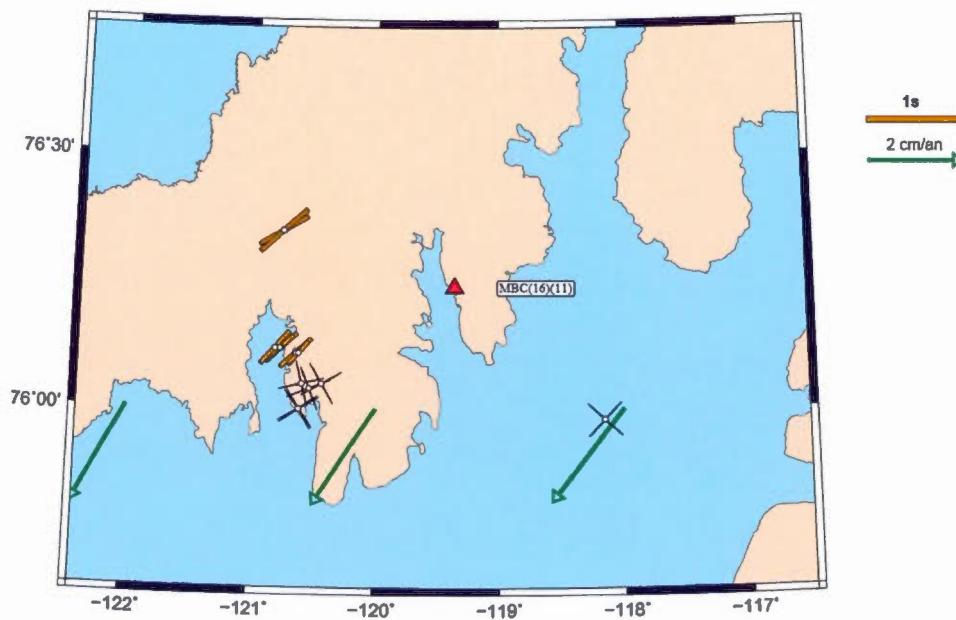
5.7.2 Flux Mantelliques TX2008-V2



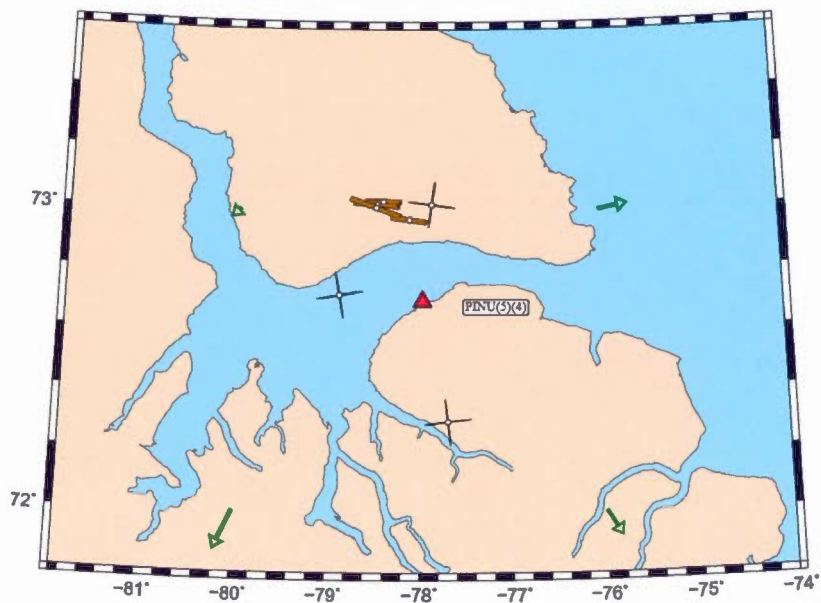
Carte 5.25 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



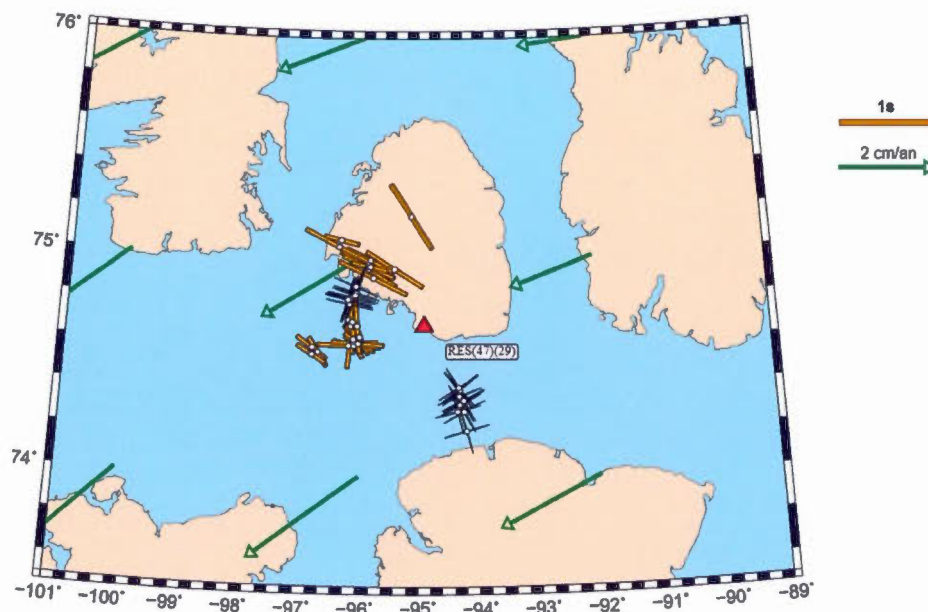
Carte 5.26 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station EUN.



Carte 5.27 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station MBC.



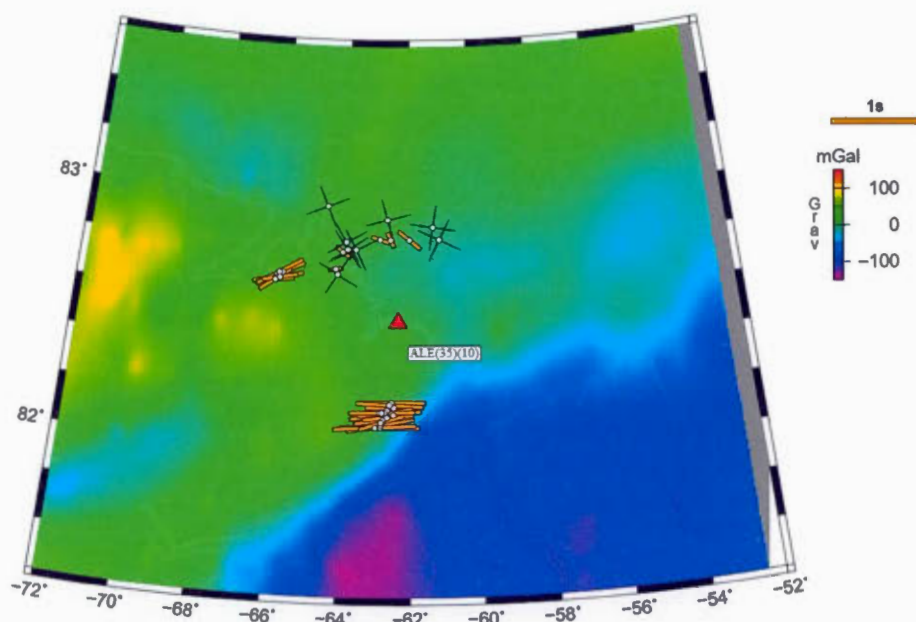
Carte 5.28 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station PINU.



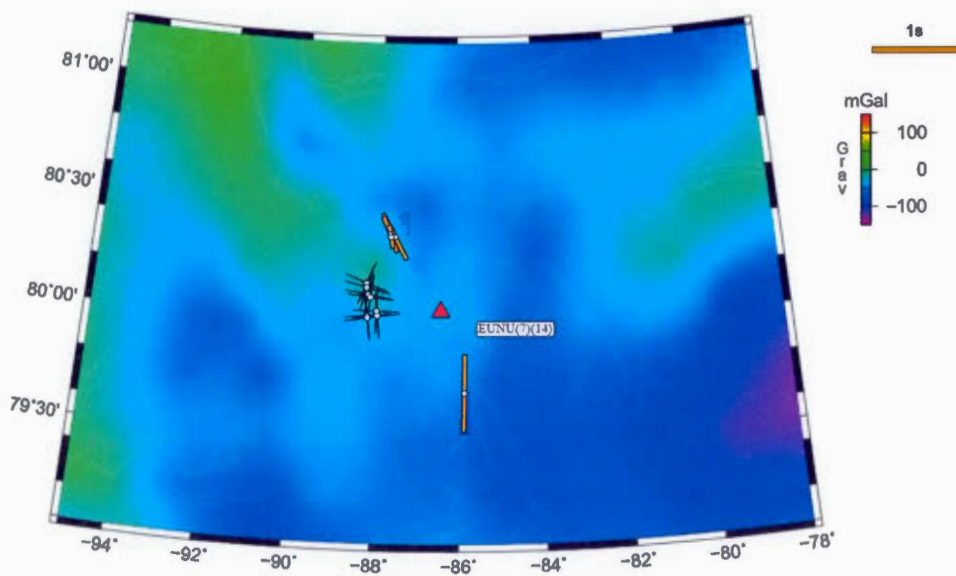
Carte 5.29 : Modèle de flux mantelliques TX2008-V2 et points de sortie pour la station RES.

Les résultats de comparaison au modèle de flux mantelliques TX2008-V2 semblent beaucoup moins concluant que le modèle précédent. Ici, aucune corrélation entre les points d'intersection et la station ALE (carte 5.25). Ils tendent plutôt à être perpendiculaires aux flux. Dans la région de MBC (carte 5.27), les flux des deux modèles sont très semblables et les directions aux points d'intersection pour cette station leurs sont corrélées. On y observe, comme on s'y attendrait, des résultats « Nulls » pour les événements ayant des azimuth-arrières de même orientation que les flux. La situation est différente en ce qui concerne PINU et RES (cartes 5.28 et 5.29). On retrouve, pour la station RES, des résultats « Nulls », en lieux de « Split », à environ 45° des flux, tout comme dans le modèle précédent. Les résultats pour la station PINU (carte 5.28), toujours peu nombreux, sont plus difficiles à interpréter à cause des faiblesses des valeurs des vitesses. Les observations montrent des ressemblances avec le modèle de flux TX2008-V1.

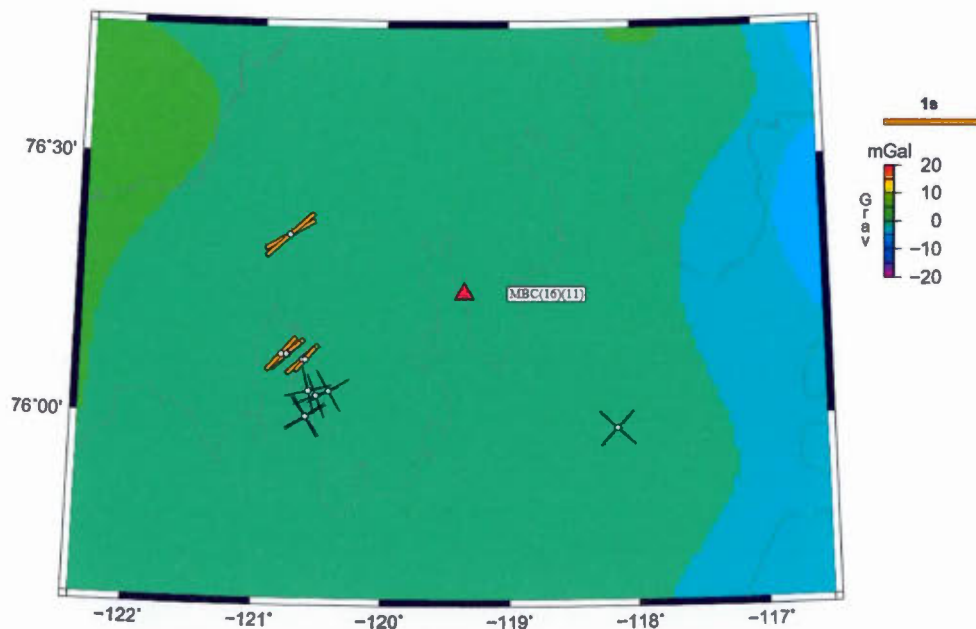
5.7.3 Anomalie de Bouguer



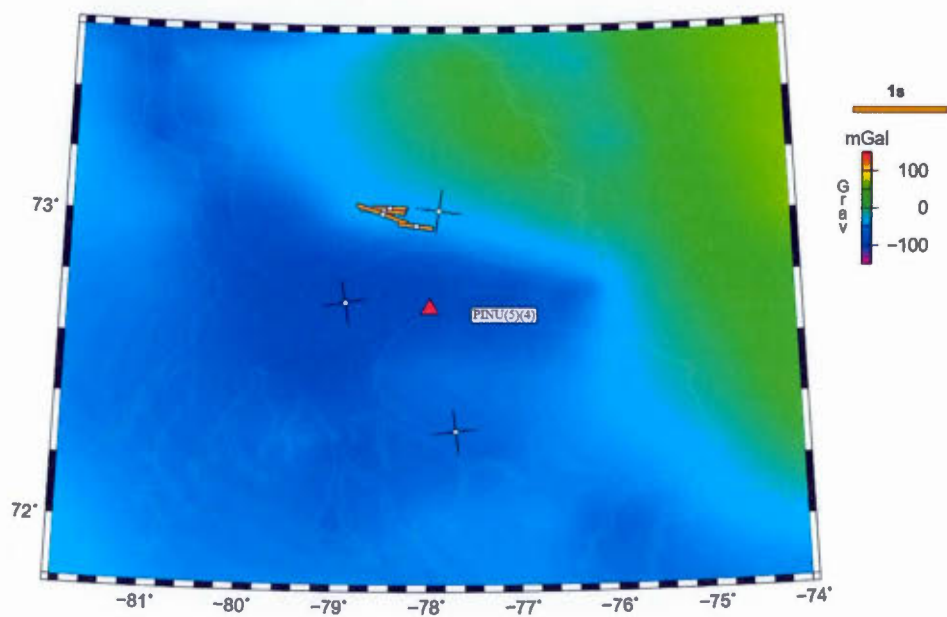
Carte 5.30 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



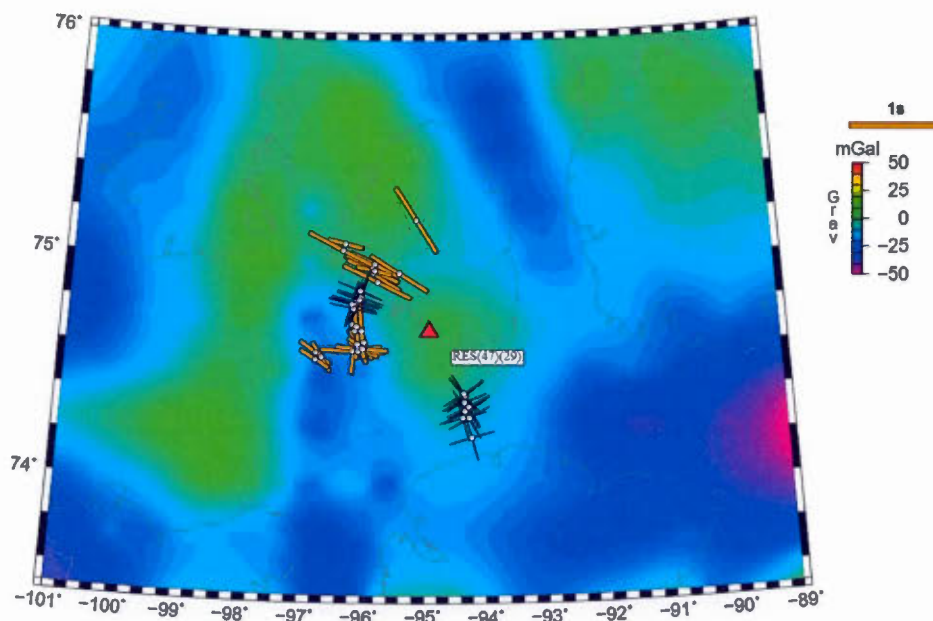
Carte 5.31: Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station EUNU.



Carte 5.32 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station MBC. Notez le changement d'échelle.



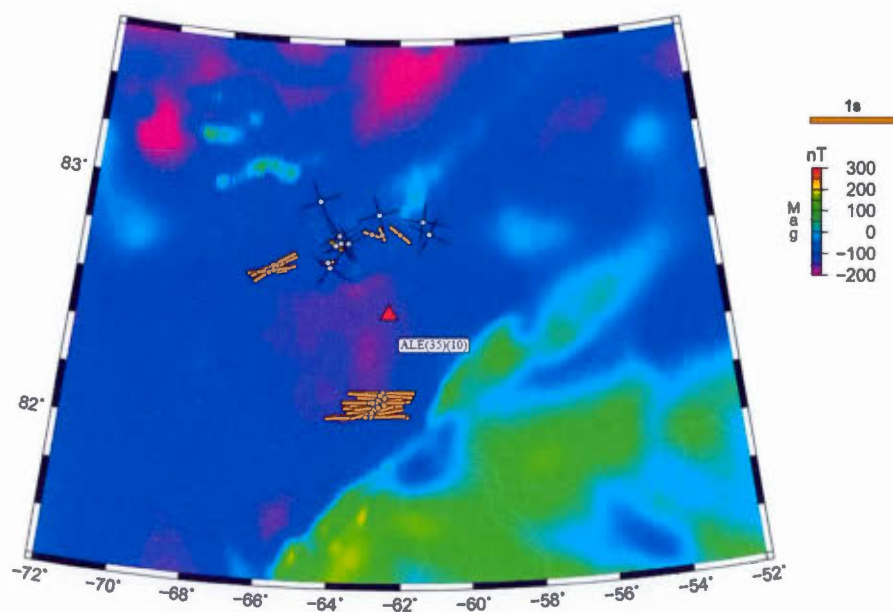
Carte 5.33 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station PINU.



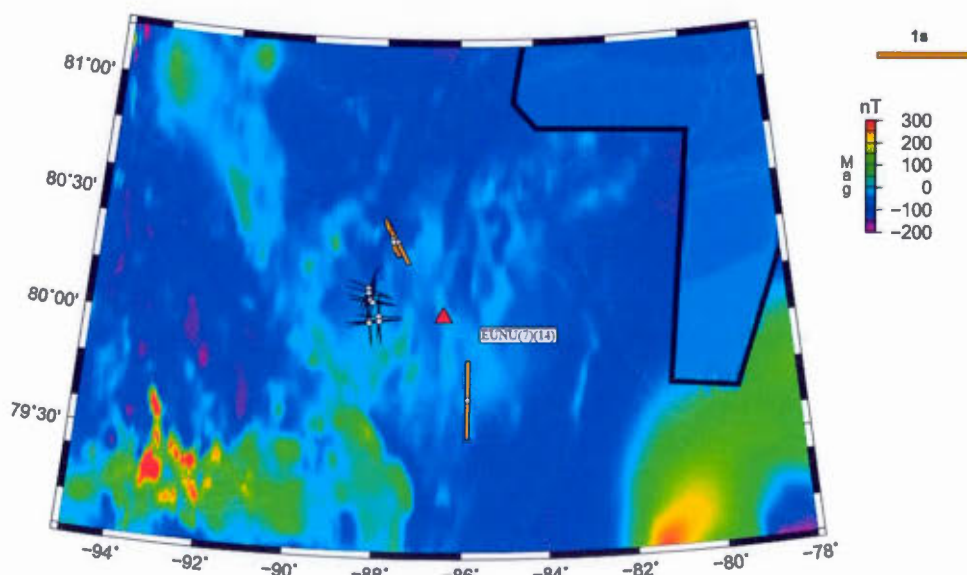
Carte 5.34 : Anomalie de Bouguer et points de sortie pour la station RES. Notez le changement d'échelle.

Les directions d'anisotropie aux points d'intersection et l'anomalie de Bouguer représentent une combinaison intéressante. Il semble à première vue que certains des résultats d'anisotropie soient alignés parallèlement aux anomalies de gravité pour les stations PINU et RES (cartes 5.33 et 5.34). Pour ALE (carte 5.30), c'est moins évident. Les résultats s'orientent avec un certain angle par rapport à l'anomalie négative de gravité correspondant au détroit de Nares. Quant à MBC (carte 5.32), l'absence presque totale de contraste n'amène aucun d'élément pertinent. Il faut considérer l'échelle de l'anomalie de Bouguer et retenir que l'absence de corrélation entre les points d'intersection et cette anomalie provient fort probablement de la différence d'échelle des deux types de données.

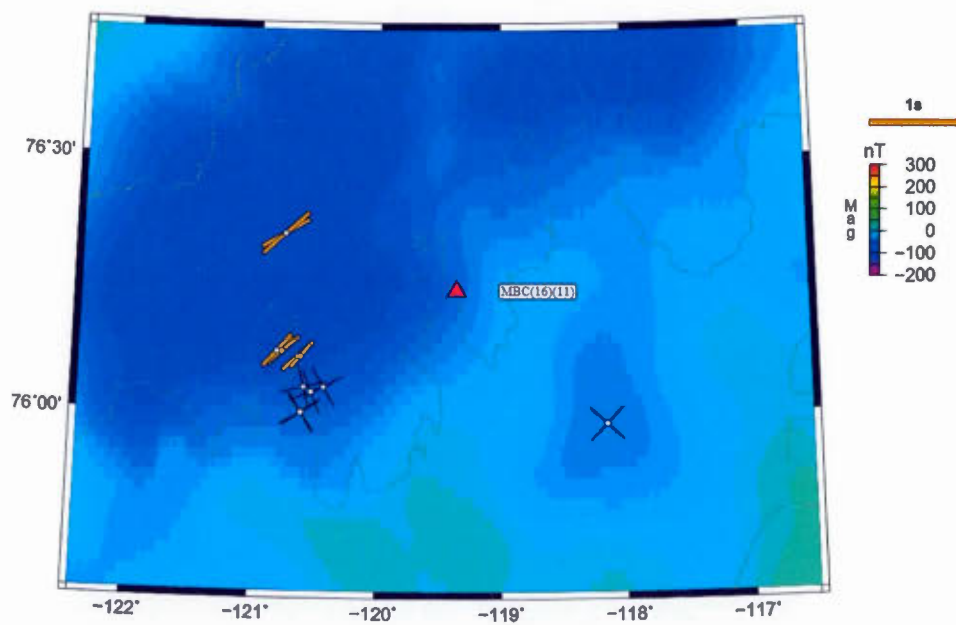
5.7.4 Anomalie Magnétique



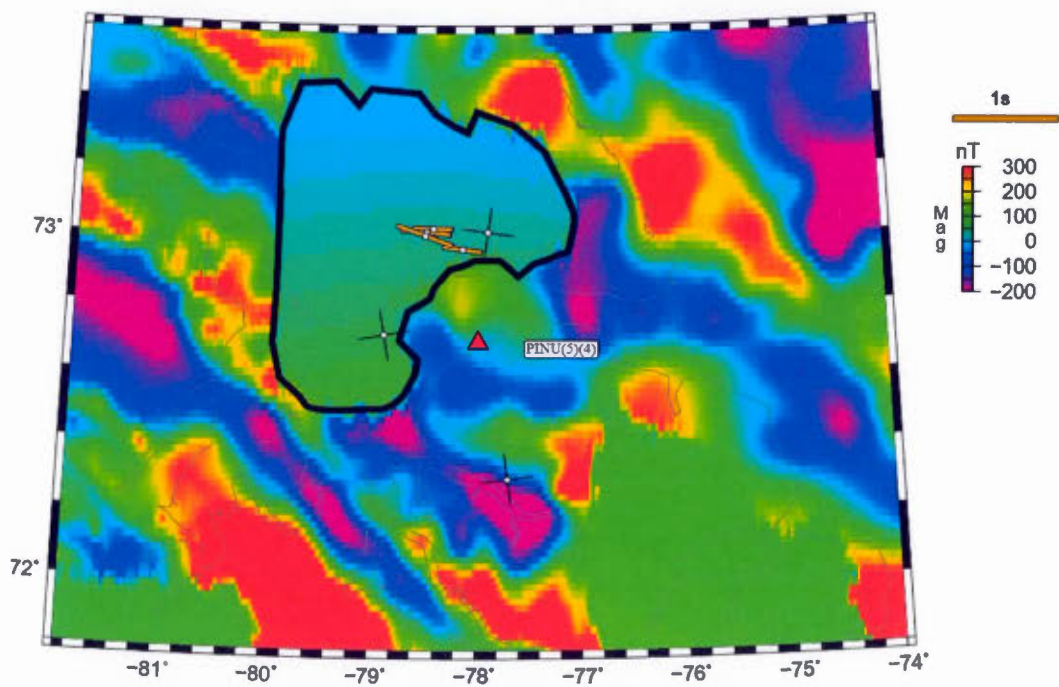
Carte 5.35 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station ALE. Le nom de la station est suivi du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



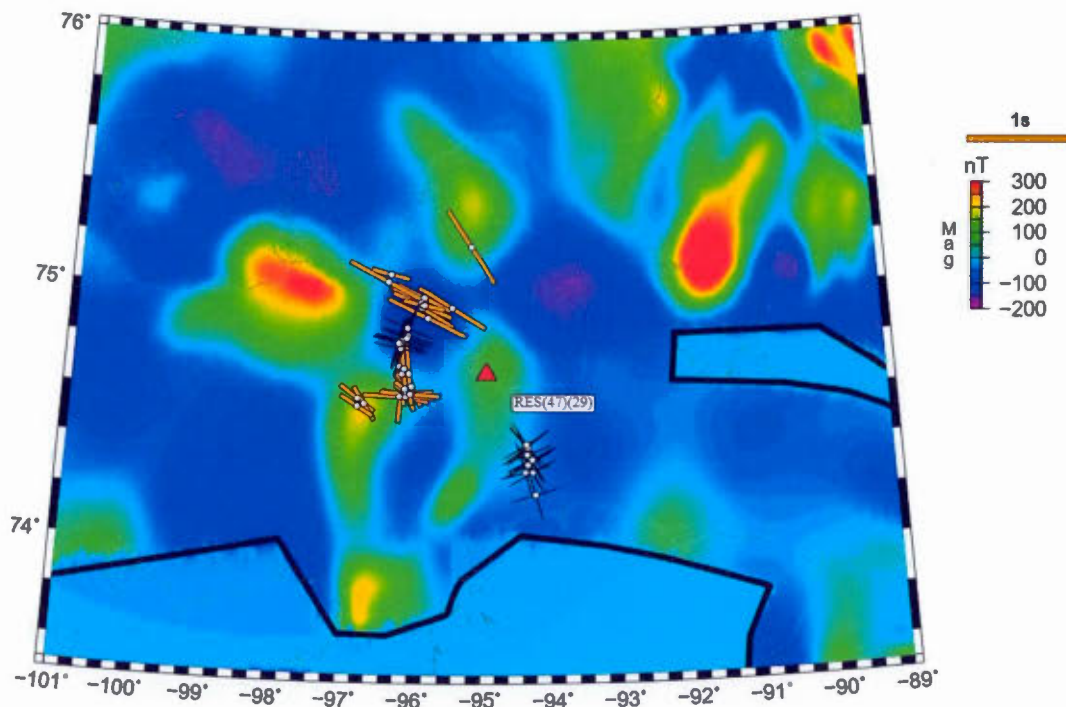
Carte 5.36 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station EUNU. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.



Carte 5.37 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station MBC.



Carte 5.38 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station PINU. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.



Carte 5.39 : Anomalie magnétique et points de sortie pour la station RES. Les contours noirs entourent les zones d'interpolation linéaire dans les relevés d'anomalie magnétique.

Dans la section 5.5, il a été mentionné qu'il semblait hasardeux de conclure à des corrélations entre l'anomalie magnétique et les résultats d'anisotropie à l'échelle locale. Cela l'est d'autant plus en ce qui concerne les points d'intersection. Excluant les stations ALE et PINU (cartes 5.35 et 5.38), aucune des cartes de points d'intersection ne montrent de corrélation entre les directions aux points d'intersections et les contours d'anomalie magnétique. Les résultats de la station ALE (carte 5.35) semblent suivre (tout comme pour l'anomalie de Bouguer) l'anomalie positive du détroit de Nares. Les résultats « Splits » de la station PINU (carte 5.38) semblent ici suivre l'orientation des linéaments malgré que ce ne soit pas le cas des « Nulls ». En fait, il ne semble pas y avoir beaucoup d'information et de corrélation à tirer des points d'intersection et de l'anomalie magnétique. S'ajoute à cela le manque de couverture dans le secteur de PINU (carte 5.38) et de l'île d'Ellesmere qui rend toute comparaison dans ces secteurs impossibles.

5.7.5 Bilan des Points d'Intersection

Les points d'intersection et leurs affichages avec les différents ensembles de données de comparaison semblent appuyer un peu plus les conclusions relatives aux échelles propres de chacun des ensembles de données et leur relation avec les résultats de « SWS ». Effectivement, le contraste d'échelle entre le « SWS » et l'anomalie de Bouguer ou le champ magnétique a bien démontré, dans cette section, les limites qu'il impose. En contrepartie, la comparaison avec les flux mantelliques fut un peu plus probante, confirmant localement l'influence possible des flux mantelliques sur l'anisotropie. Par contre, le fait que les directions aux points d'intersections de certaines stations corrélaient avec le modèle de flux mantelliques TX2008-V1 alors que d'autres corrélaient avec le modèle TX2008-V2 pose problème, certaines stations ayant des directions parallèles au premier et perpendiculaire au second.

Les liens étroits entre les flux mantelliques et la tectonique, le manteau lithosphérique et asthénosphérique, sont tels que les indications et observations de cette section nous réorientent à nouveau vers la géologie et la tectonique comme origine possible de l'anisotropie sismique dans l'Arctique Canadien. La correspondance avec l'un ou l'autre des modèles de flux pourrait indiquer un lien indirect avec l'anisotropie. Le lien intermédiaire entre l'observation et les flux mantelliques découlerait d'une origine fossile de type VCD correspondant beaucoup mieux à la géologie et découlant des flux mantelliques fossiles.

CHAPITRE VI SYNTHÈSE

En posant un regard global sur les différents sujets de comparaison explorés au chapitre 5, on observe bon nombre de corrélations avec les résultats de « SWS ». Fait encore plus intéressant, les corrélations observées entre les sections elles-mêmes s'appuient quelquefois entre elles et renforcent au passage les interprétations de « SWS ».

On constate d'abord la forte corrélation qu'ont la plupart des stations avec la géologie et la tectonique régionale dans la section 5.1. À l'exception de quelques stations, MCF, TQF et RES, l'ensemble des résultats de « SWS » s'aligne remarquablement bien sur les caractéristiques géologiques et tectoniques. Le cas de la station MCF s'explique principalement par la faible quantité de signaux propices à l'analyse « SWS ». Quant à TQF, notons que les résultats de la station semblent indiquer une direction dominante presque perpendiculaire à la tendance régionale, ce qui peut être indicateur de l'orientation des contraintes ayant occasionnées l'anisotropie. En effet, tel que mentionné dans la section 1.1, le secteur de l'île d'Ellesmere se trouve dans un contexte transpressionnel. Habituellement, lorsque l'anisotropie est de type fossile, cette dernière est généralement parallèle aux contraintes parce qu'elle est due aux alignements minéralogiques fossilisés dans le manteau lithosphérique. Lorsque le contexte est en compression pure, il arrive qu'elle soit perpendiculaire et qu'elle soit due à des failles et fractures (Helffrich et al. 1994, Savage, 1999 et Fouch et Rondenay, 2006). C'est possiblement le cas sous la station TQF. Finalement, en ce qui concerne la station RES, elle se situe dans un milieu géologiquement complexe où plusieurs domaines géologiques se rejoignent. La variabilité observée dans les résultats traduit bien cet état de fait. Elle ne semble refléter ni le mouvement de plaques, ni les modèles de flux mantelliques, ni aucune des anomalies géophysiques de Bouguer et magnétiques résiduelle.

En ce qui concerne les comparaisons avec l'APM, elle n'amène que peu d'information supplémentaire et ne concernent que quelques stations. En effets, trois stations, (AXF, MBC et PINU) semblent avoir des directions d'anisotropie similaire à l'APM selon le modèle NNR. Deux autres stations, IBF et WHI s'approchent plutôt de l'APM selon le modèle HS. Le reste des stations voient l'écart de leurs anisotropies sismiques varier entre 20° à 60°. Il convient de mentionner l'écart significatif entre les deux modèles d'APM. Cet écart met en question l'utilité de cette comparaison dans la région de l'Arctique Canadien. Elle pourrait cependant s'avérer utile si elle permettait de choisir entre les deux modèles, ce qui n'est pas le cas ici.

Les observations concernant les flux mantelliques selon le modèle TX2008 sont similaire à l'APM en ce qu'elles sont partiellement corrélées avec certaines stations tel qu'ALE, CNF et IBF qui corrént bien avec le profil de viscosité V1 et AXF et WHI qui corrént mieux selon V2. Pourtant, les modèles sont localement si différents que CNF, parallèle au profil V1 est perpendiculaire à V2. D'ailleurs, il ne semble pas y avoir de tendance régionale concernant les flux mantelliques et l'anisotropie sismique.

Les anomalies géophysiques confirment, à grande échelle, la géologie et la tectonique de la région. Dans le cas de l'anomalie de Bouguer, elle confirme que les structures géologiques observées à la section 5.1, sont bel et bien des structures majeures appuyant ainsi d'avantage la dominance d'une origine fossile (VCD) de l'anisotropie plutôt qu'asthénosphérique (SAF). En ce qui concerne l'anomalie magnétique, elle semble indiquer, à l'échelle régionale, que les structures crustales corrént relativement bien avec les tendances de l'anisotropie sismique. Il faut toutefois rester prudent car il s'agit d'une corrélation qui n'est pas directe mais qui est fréquemment observée. Ce lien encourage le couplage structural entre le manteau lithosphérique et la croûte, appuyant également une origine fossile (VCD) de l'anisotropie.

Finalement, en jumelant les sections 5.6 et 5.7, nous constatons quelques indications d'anisotropie sismique causée par de multiples couches (au moins deux). En effet, les stations ALE, EUNU et RES semblent en avoir les caractéristiques typiques avec des périodicités

apparentes de $\pi/2$. La périodicité observée dans les résultats de la station RES supporte la complexité géologique et tectonique locale. Cette complexité semble cependant bien supérieure à ce que la présence de deux couches anisotropes produirait. La combinaison de ces deux points d'observations suggère une grande cohérence verticale entre la croûte et le manteau lithosphérique. Cette cohérence serait davantage étayée et quantifiée à l'aide des zones de Fresnel. Pour cette raison, des calculs préliminaires du rayon de la première zone de Fresnel ont été effectués afin de déterminer la résolution latérale attendue à une profondeur de 210 km. Les événements sismiques utilisés dans cette étude ont permis d'estimer le rayon moyen des zones à environ 40 km. Les rayons des zones de Fresnel de chaque événement ont été calculés à l'aide de la formule (6) de Margheriti et al (2003).

$$(6) \quad R_f = \sqrt{\frac{Tvh}{2 \cos \theta}}$$

Ici, R_f est le rayon de la première zone de Fresnel en kilomètres, T est la période du signal, h est la profondeur en kilomètres, v est la vitesse de propagation de l'onde (ici nous avons utilisé la valeur de 4.5 km/s, vitesse moyenne de propagation des ondes S dans la lithosphère) et finalement θ est l'angle d'incidence. De plus amples travaux sont nécessaires en vue d'établir les recouvrements entre les zones définies par plusieurs événements captés par une même station et/ou les zones définies par un seul événement capté à plusieurs stations différentes. Les résultats permettraient de discerner les secteurs dont l'anisotropie sismique est bien évaluée de ceux requérant plus de données. Ils permettraient, de plus, de mieux comprendre le contexte géologique complexe de la station RES et de tester la cohérence verticale apparente suggérée par les résultats précédents.

CHAPITRE VII

CONCLUSION

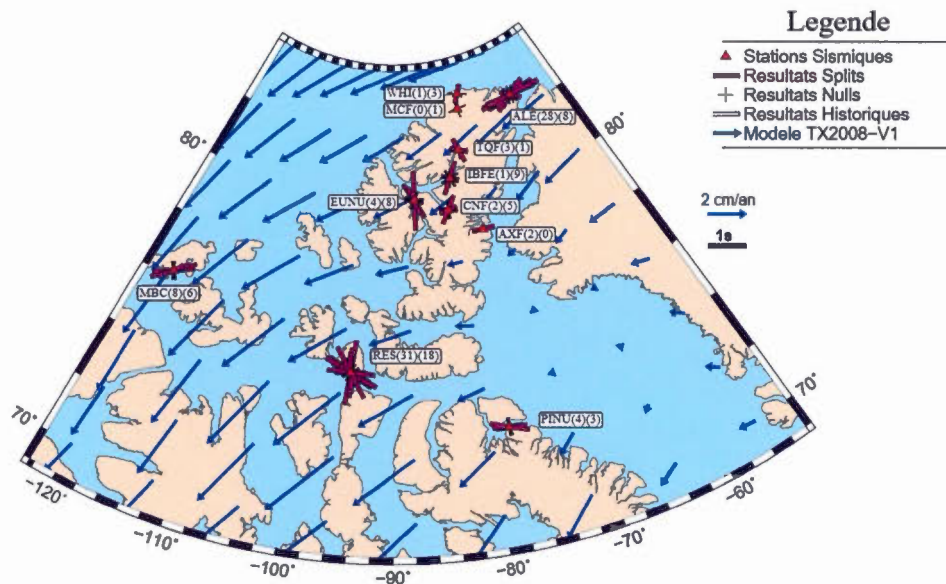
De la concordance de l'ensemble des comparaisons faites dans cette étude d'anisotropie sismique, nous estimons que celle de la région de l'Arctique Canadien est largement dominée par le type fossile d'anisotropie sismique (VCD). Bien que possédant une bonne résolution latérale, les résultats, à quelques exceptions près, sont remarquablement concordants avec les indicateurs d'anisotropie sismique fossile telle que la géologie et la tectonique. N'étant pas totalement découplés des flux mantelliques, ils semblent y correspondre lorsque la géologie et la tectonique y correspondent également. Nous avons constaté l'alignement presque généralisés des résultats d'anisotropie sismique sur l'île d'Ellesmere avec les caractéristiques géologiques et tectonique majeures laissée par l'orogénie Ellesmérienne, confirmant ses origines et le couplage de la géologie et de la tectonique régionale avec les processus mantelliques. Par ailleurs, les résultats obtenus dans la région de la station RES, grandement variables selon l'azimut-arrière et démontrant une bonne correspondance avec la variabilité géologique régionale, suggèrent à nouveau la présence du couplage mentionné précédemment. L'anisotropie sismique de la région subit de fortes variations latérales qui sont, probablement, fort dépendantes de ces structures géologiques et de leurs extensions verticales. L'exception de la station TQF est possiblement tout aussi valide lorsque l'on considère l'influence que le type de contraintes structurales peut avoir sur la direction d'anisotropie. C'est pourquoi l'ensemble des observations faites au cours de cette étude dirigent nos conclusions vers une dominance de l'anisotropie fossile (VCD) en ce qui concerne les stations ALE, AXF, CNF, EUNU, IBF, PINU, RES et potentiellement TQF. Exceptionnellement, les résultats de la station MCF, par manque de signaux à analyser, ne permettent pas de trancher. Les résultats des stations MBC et WHI, ne concordant pas de manière probante avec la tectonique, semblent plutôt indiquer une anisotropie sismique due aux flux mantelliques (SAF).

Tel que mentionné par Evans et al. (2006), l'analyse de « SWS », pour être bien appuyée, doit idéalement être conduite sur un minimum de 7 années de données accumulées afin d'avoir

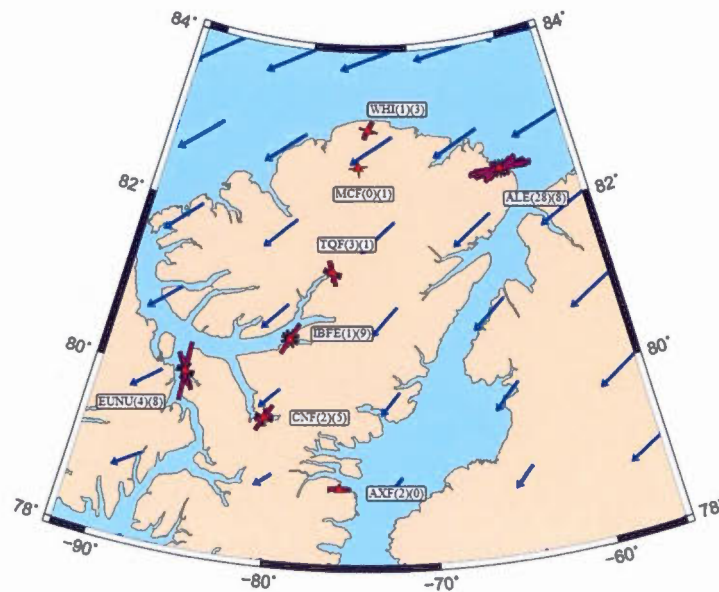
l'échantillonnage le plus volumineux possible. Plus il y a de signaux propices au « SWS », plus les résultats seront consistants et mieux contraints. À l'exception de la station EUNU, qui n'a eu qu'un très faible taux de signaux utilisables pour le « SWS », les stations permanentes sont bien couvertes et leurs lacunes proviennent surtout des origines géographiques des événements sismiques sur lesquelles nous n'avons aucun contrôle. Les stations temporaires étant par définition limitées dans le temps, nous ne pouvons qu'espérer que d'autres études permettront de récolter davantage de données sismiques dans la région afin d'affiner les résultats et les interprétations de cette étude. Celle-ci a donc permis de jeter un peu de lumière sur la nature de l'anisotropie sismique de la grande région de l'Arctique Canadien. Elle y attribue une prépondérance des processus mantéliques ayant occasionné des fabriques fossiles imprégnées au niveau du manteau lithosphérique.

ANNEXE A

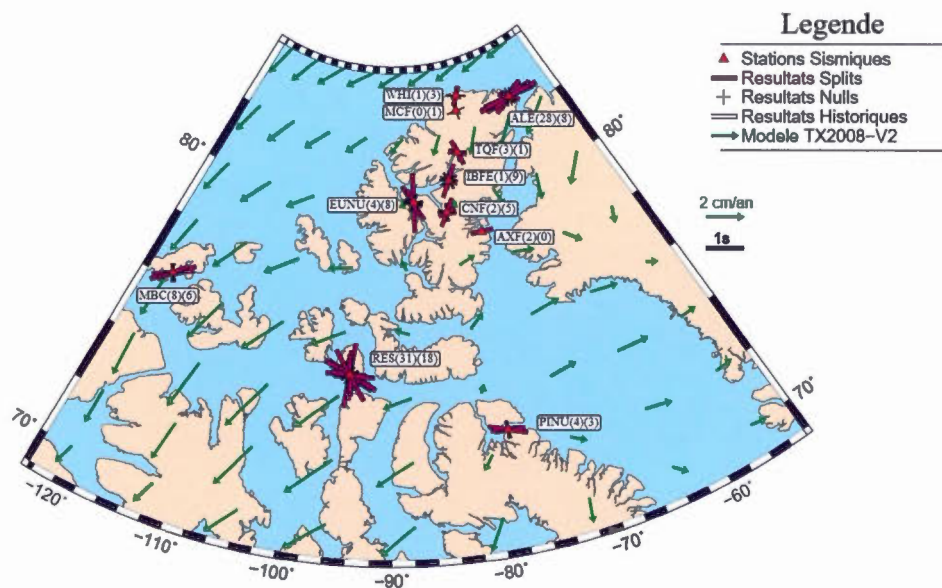
CARTES SUPPLÉMENTAIRES DES MODÈLES DE FLUX MANTELLIQUES



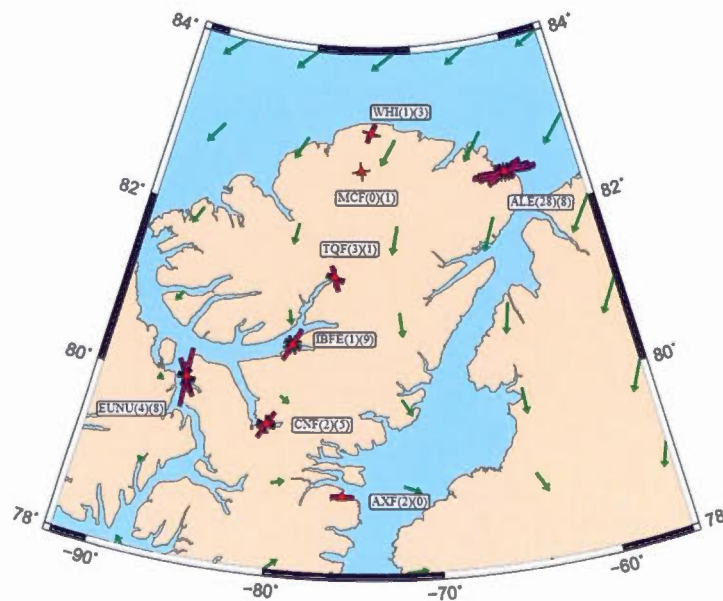
Carte annexe A.1 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1. Les noms de stations sont suivis du nombre de résultats « Splits » et « Nulls » entre parenthèses.



Carte annexe A.2 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V1.



Carte annexe A.3 : Carte globale des résultats « excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008-V2.



Carte annexe A.4 : Carte locale des résultats « excellents » de « SWS » et modèle de flux mantelliques TX2008- V2.

ANNEXE B

GMT ET VISUALISATION DES RÉSULTATS

Dans le cadre du second cours de méthodes analytique en liens avec cette maitrise, il fut choisi de structurer et d'effectuer la visualisation des résultats à l'aide du logiciel GMT. Sous Linux et en ligne de commande, GMT se trouve en parfaite position étant donné l'ensemble du travail d'analyse qui a aussi été effectué sous Linux. Les scripts en lien avec GMT et ce projet peuvent être présentés sur demande. Il est à noter que chacun des types de cartes et graphiques possède son propre script et que leurs structures diffèrent légèrement en fonction des données externes servant au comparatif avec les résultats d'analyse. Leur structure reste donc globalement la même.

Chaque script offre plusieurs choix d'exécution qui déterminent si les résultats sont affichés individuellement (« ALL »), en composite (« STACKED ») ou en utilisant une méthode hybride constituée des deux précédentes possibilités. Cette dernière contient un affichage individuel des résultats pour les stations ELLITE et un affichage composite pour les stations permanentes.

La raison d'être des cartes hybrides provient de la quantité de données disponible pour chacune des stations. Le fait que les données soient limitées pour les stations ELLITE entraine l'affichage de tous les résultats disponibles. Si la méthode composite (Stacks) est appliquée aux résultats ELLITE, les résultats finaux en sont grandement affectés et ne reflètent plus la réalité des résultats individuels. Pour les stations permanentes, la grande quantité de résultats disponibles a permis de constater plusieurs regroupements variant selon l'azimut-arrière.

ANNEXE C
LISTE DES RÉSULTATS D'ANALYSES « SWS »

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
ALE	1990-06-08	15:05:09	SKKS	293.93	122.46	59.00	7.75	1.12	0.19	Split	Excellent
ALE	1990-06-23	05:01:44	SKS	330.93	341.57	-36.00	25.00	0.57	0.99	Null	Bon
ALE	1990-10-15	01:35:41	SKS	25.74	28.00	26.00	45.25	3.32	1.00	Null	Excellent
ALE	1990-10-17	14:30:15	SKS	188.28	193.61	83.00	5.25	1.27	0.19	Split	Excellent
ALE	1990-12-30	19:14:20	SKS	326.07	338.43	-34.00	45.25	0.85	1.00	Null	Excellent
ALE	1991-05-24	20:50:55	SKS	188.11	195.08	82.00	13.00	1.20	0.29	Split	Excellent
ALE	1991-06-07	11:51:24	SKS	354.76	7.04	-23.00	20.75	0.35	0.26	Split	Excellent
ALE	1993-05-30	17:08:54	SKS	350.33	356.71	-56.00	18.50	0.55	0.24	Split	Bon
ALE	1995-06-24	06:58:08	SKS	323.19	331.49	-52.00	19.50	0.40	0.23	Split	Excellent
ALE	1995-12-25	04:43:23	SKS	348.16	354.02	-72.00	15.25	0.42	0.17	Split	Excellent
ALE	1996-04-16	00:30:54	SKKS	291.32	120.93	79.00	14.75	0.77	0.17	Split	Excellent
ALE	1997-11-28	22:53:42	SKS	186.30	193.18	84.00	6.25	1.10	0.21	Split	Excellent
ALE	1997-12-22	02:05:51	SKKS	329.22	141.21	67.00	3.50	2.17	0.28	Null	Excellent
ALE	1998-01-10	04:54:25	SKS	189.53	193.27	73.00	11.50	1.02	0.18	Split	Excellent
ALE	1999-04-03	06:17:16	SKS	189.88	198.45	89.00	4.75	1.40	0.22	Split	Excellent
ALE	2000-05-06	13:44:14	SKS	310.85	137.79	80.00	23.50	0.32	0.99	Split	Excellent
ALE	2001-01-09	16:49:29	SKS	308.64	318.23	-58.00	5.00	1.25	0.27	Null	Excellent
ALE	2001-04-28	04:49:51	SKKS	292.14	118.69	62.00	11.00	1.00	0.19	Split	Excellent
ALE	2001-05-25	05:06:08	SKS	7.73	16.29	-51.00	17.50	0.62	0.32	Split	Excellent
ALE	2001-06-29	18:35:50	SKS	183.78	191.46	85.00	5.00	1.15	0.21	Split	Excellent
ALE	2001-07-05	13:53:49	SKKS	191.17	198.91	89.00	9.50	1.92	0.44	Split	Bon
ALE	2001-07-05	13:53:49	SKS	191.17	194.87	80.00	5.00	1.20	0.15	Split	Excellent
ALE	2001-07-24	05:00:08	SKKS	186.65	187.57	47.00	14.00	0.77	0.13	Split	Bon
ALE	2001-07-24	05:00:08	SKS	186.65	193.47	86.00	10.50	0.95	0.27	Split	Excellent
ALE	2003-05-13	21:21:14	SKKS	307.87	128.07	57.00	8.50	1.07	0.25	Split	Bon
ALE	2003-06-20	06:19:40	SKS	189.28	19.32	-90.00	2.75	1.70	0.12	Split	Excellent
ALE	2003-07-25	09:37:47	SKS	327.63	338.69	-31.00	22.75	0.77	0.64	Null	Excellent
ALE	2003-07-27	02:04:11	SKKS	291.33	126.05	78.00	3.75	1.10	0.03	Split	Excellent
ALE	2003-07-27	02:04:11	SKS	291.33	120.16	47.00	24.00	0.45	0.39	Split	Bon
ALE	2003-07-27	11:41:27	SKS	182.67	12.59	-90.00	2.50	1.20	0.12	Split	Excellent
ALE	2006-08-11	20:54:15	SKS	21.34	22.67	-59.00	3.25	1.75	0.37	Null	Bon

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
ALE	2006-08-25	00:44:46	SKS	184.44	11.21	-90.00	2.50	1.45	0.21	Split	Excellent
ALE	2009-07-12	06:12:47	SKS	187.97	191.97	83.00	2.00	1.50	0.09	Split	Excellent
ALE	2010-05-24	16:18:28	SKS	189.20	190.19	79.00	3.75	1.45	0.14	Split	Excellent
ALE	2010-07-12	00:11:20	SKS	185.71	14.82	-87.00	7.25	1.45	0.40	Split	Excellent
ALE	2010-07-29	07:31:56	SKS	354.33	2.62	-15.00	12.00	1.15	0.39	Null	Excellent
ALE	2011-07-29	07:42:22	SKKS	294.63	120.87	64.00	15.00	1.00	0.24	Split	Excellent
ALE	2011-08-24	17:46:11	SKS	192.08	200.12	87.00	8.75	1.77	0.34	Split	Excellent
ALE	2011-09-05	17:55:12	SKS	19.68	29.88	9.00	22.75	0.65	0.57	Null	Excellent
ALE	2011-11-22	18:48:16	SKS	182.74	185.97	82.00	3.00	1.20	0.15	Split	Excellent
ALE	2011-12-14	05:04:57	SKS	330.13	148.00	-26.00	24.75	3.28	0.98	Null	Excellent
ALE	2012-04-28	10:08:07	SKKS	289.77	115.91	82.00	21.50	0.82	0.41	Split	Excellent
ALE	2012-04-28	10:08:08	SKKS	289.80	112.19	54.00	22.50	0.82	0.44	Split	Excellent
ALE	2012-04-28	10:08:08	SKS	289.80	292.83	-79.00	22.50	0.62	0.91	Split	Bon
ALE	2012-05-14	10:00:40	SKS	187.01	191.04	86.00	5.75	1.27	0.28	Split	Bon
AXF	2010-07-23	23:15:09	SKS	340.98	159.02	89.00	14.50	0.55	0.20	Split	Excellent
AXF	2010-07-29	07:31:56	SKS	340.94	338.64	-88.00	15.50	0.62	0.24	Split	Excellent
AXF	2010-07-29	07:31:56	SKS	340.94	338.64	-88.00	15.50	0.62	0.24	Split	Excellent
CNF	2011-07-06	19:03:20	SKS	269.61	80.05	-89.00	2.50	3.08	0.26	Null	Bon
CNF	2011-07-29	07:42:22	SKKS	274.73	96.84	29.00	8.75	0.85	0.18	Split	Excellent
CNF	2011-07-29	07:42:22	SKS	274.73	92.02	72.00	15.00	0.50	0.17	Split	Excellent
CNF	2011-09-02	13:47:10	SKKS	163.67	151.61	-20.00	4.00	3.12	0.61	Null	Bon
CNF	2011-09-05	09:52:00	SKS	269.92	83.83	2.00	26.00	2.60	0.91	Null	Excellent
CNF	2011-09-05	17:55:12	SKS	1.23	11.88	2.00	1.50	2.15	0.19	Null	Excellent
CNF	2011-09-05	17:55:12	SKS	1.23	11.88	2.00	1.50	2.15	0.19	Null	Excellent
CNF	2012-04-17	07:13:49	SKS	310.88	311.41	-60.00	24.75	1.00	0.64	Null	Bon
CNF	2012-04-21	01:16:52	SKS	324.33	328.94	-39.00	45.25	1.60	1.00	Null	Bon
CNF	2012-04-28	10:08:08	SKS	270.38	96.26	89.00	1.25	2.03	0.19	Null	Excellent
CNF	2012-05-28	05:07:23	SKS	163.61	160.77	-14.00	45.25	3.12	1.00	Null	Bon
CNF	2012-07-06	02:28:22	SKS	289.00	294.12	-70.00	45.25	1.73	1.00	Null	Excellent
CNF	2012-07-25	00:27:45	SKS	3.20	15.45	0.00	4.50	1.35	0.29	Null	Excellent
EUNU	2000-11-18	06:55:04	SKKS	300.70	116.32	18.00	45.25	1.45	1.00	Null	Bon
EUNU	2001-01-09	16:49:29	SKS	283.58	103.29	10.00	22.75	2.80	0.99	Null	Excellent
EUNU	2001-04-28	04:49:51	SKS	267.29	85.87	-6.00	45.25	1.50	1.00	Null	Excellent
EUNU	2001-05-25	05:06:08	SKS	342.81	337.69	-27.00	45.25	2.42	1.00	Null	Bon
EUNU	2001-07-24	05:00:08	SKS	163.58	150.09	1.00	7.00	1.67	0.18	Split	Excellent
EUNU	2002-08-19	11:08:22	SKS	270.67	272.30	-89.00	45.25	3.60	1.00	Null	Excellent

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
EUNU	2002-10-12	20:09:09	SKS	165.41	166.52	29.00	10.50	1.47	0.19	Split	Bon
EUNU	2003-05-03	05:03:03	SKS	264.66	85.81	78.00	45.25	3.25	1.00	Null	Bon
EUNU	2003-05-13	21:21:14	SKS	282.65	92.55	-83.00	45.25	3.37	1.00	Null	Excellent
EUNU	2004-06-30	23:37:24	SKS	328.49	134.35	-29.00	4.25	1.10	0.18	Split	Excellent
EUNU	2005-11-17	19:26:54	SKS	162.50	158.63	6.00	6.50	1.82	0.20	Split	Bon
EUNU	2006-03-31	21:14:45	SKS	327.05	134.52	-22.00	20.50	0.82	0.35	Split	Excellent
EUNU	2006-06-09	05:58:28	SKS	269.14	286.35	-82.00	2.75	4.00	0.05	Null	Bon
EUNU	2006-08-25	00:44:46	SKS	161.74	156.95	0.00	7.50	1.72	0.32	Split	Bon
EUNU	2007-08-16	08:39:28	SKS	292.20	298.18	-68.00	2.50	4.00	0.71	Null	Excellent
EUNU	2007-12-09	07:28:20	SKS	266.09	86.76	84.00	45.25	3.35	1.00	Null	Excellent
EUNU	2008-02-25	08:36:33	SKS	353.52	350.12	-16.00	2.25	2.65	0.35	Null	Bon
EUNU	2009-04-15	20:01:35	SKS	352.96	345.68	-21.00	45.25	3.10	1.00	Null	Bon
EUNU	2012-04-28	10:08:07	SKS	264.95	82.44	-9.00	45.25	1.23	1.00	Null	Excellent
EUNU	2012-08-26	15:05:37	SKS	326.55	140.42	-11.00	23.75	0.50	0.44	Split	Excellent
EUNU	2014-04-13	12:36:19	SKS	289.34	112.77	15.00	2.50	2.50	0.46	Null	Excellent
IBFE	2010-07-12	00:11:21	SKS	169.21	171.25	27.00	16.50	0.98	0.26	Split	Excellent
IBFE	2010-07-21	09:16:05	SKS	332.15	133.49	-40.00	1.25	4.00	0.04	Null	Bon
IBFE	2010-07-29	07:31:56	SKS	337.20	336.57	-31.00	2.00	2.25	0.21	Null	Excellent
IBFE	2010-07-29	07:31:56	SKS	337.20	336.57	-31.00	2.00	2.25	0.21	Null	Excellent
IBFE	2011-06-13	14:31:22	SKS	333.84	338.16	-26.00	45.25	2.28	1.00	Null	Excellent
IBFE	2011-06-21	02:04:16	SKS	292.87	307.79	-58.00	2.75	2.75	0.57	Null	Excellent
IBFE	2011-06-26	12:16:38	SKS	323.18	331.85	-34.00	2.25	2.70	0.57	Null	Excellent
IBFE	2011-07-25	00:50:47	SKS	309.02	318.38	-52.00	23.50	1.83	0.92	Null	Bon
IBFE	2011-07-29	07:42:22	SKKS	276.37	104.53	27.00	12.75	1.10	0.38	Null	Bon
IBFE	2011-07-29	07:42:22	SKS	276.37	283.94	-84.00	23.50	0.65	0.57	Null	Excellent
IBFE	2011-08-30	06:57:41	SKS	332.88	341.09	-23.00	1.75	2.05	0.48	Null	Excellent
IBFE	2011-09-03	22:55:35	SKKS	287.01	113.29	36.00	1.75	2.03	0.17	Null	Bon
IBFE	2011-09-03	22:55:35	SKS	287.01	300.47	-65.00	1.50	2.90	0.24	Null	Excellent
IBFE	2011-09-05	17:55:12	SKS	2.44	9.09	-4.00	5.00	1.50	0.33	Null	Excellent
MBC	1992-10-15	22:37:09	SKS	251.06	81.90	41.00	17.75	0.78	0.24	Split	Excellent
MBC	1993-04-24	09:54:19	SKS	237.78	72.38	-14.00	45.25	1.40	1.00	Null	Excellent
MBC	1993-05-16	21:44:48	SKS	231.78	230.52	55.00	45.25	4.00	1.00	Null	Excellent
MBC	1993-06-03	09:38:26	SKS	250.36	82.48	47.00	11.50	0.90	0.17	Split	Excellent
MBC	1993-07-09	15:37:54	SKS	234.86	246.74	68.00	45.25	4.00	1.00	Null	Excellent
MBC	1993-07-09	15:37:54	SKS	234.86	246.74	68.00	45.25	4.00	1.00	Null	Bon
MBC	1993-09-04	21:39:36	SKS	295.37	121.27	56.00	10.00	1.02	0.26	Split	Bon

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
MBC	1993-09-29	11:16:07	SKS	298.45	125.05	48.00	16.75	1.35	0.56	Split	Bon
MBC	1994-01-10	15:53:50	SKS	131.66	318.51	-47.00	45.25	2.12	1.00	Null	Excellent
MBC	1994-07-13	11:45:22	SKS	290.51	120.97	49.00	7.25	1.27	0.29	Split	Bon
MBC	1994-09-28	16:39:53	SKS	308.30	134.23	54.00	3.00	1.40	0.29	Null	Bon
MBC	1994-11-15	20:18:11	SKS	308.49	131.51	56.00	24.50	0.98	0.78	Null	Bon
MBC	1995-04-07	22:06:59	SKS	231.99	233.79	60.00	3.00	3.92	0.63	Null	Excellent
MBC	1995-06-29	12:24:02	SKS	247.41	80.74	47.00	23.75	0.90	0.43	Split	Excellent
MBC	1995-07-12	15:46:59	SKS	245.03	76.65	52.00	22.50	0.70	0.51	Split	Bon
MBC	1995-08-31	17:10:37	SKS	251.01	82.76	58.00	45.25	0.62	1.00	Split	Bon
MBC	1995-09-18	06:56:28	SKS	289.44	119.41	59.00	11.75	1.18	0.24	Split	Excellent
MBC	1995-11-08	07:14:18	SKS	325.04	149.68	71.00	16.25	0.90	0.41	Null	Bon
MBC	1995-12-25	04:43:23	SKS	289.30	114.51	47.00	9.50	1.33	0.33	Split	Excellent
MBC	1996-02-28	09:44:09	SKS	294.25	122.74	56.00	8.75	1.12	0.26	Split	Bon
MBC	1996-03-17	14:48:57	SKS	250.41	83.06	49.00	19.75	0.78	0.33	Split	Excellent
MBC	1996-04-16	00:30:54	SKS	233.42	233.06	60.00	2.00	3.80	0.37	Null	Excellent
MBC	1996-07-16	10:07:35	SKS	299.79	123.83	52.00	8.00	1.27	0.34	Split	Bon
MBC	1996-08-11	01:31:11	SKS	251.17	76.44	41.00	8.50	0.93	0.12	Split	Excellent
MBC	1997-04-05	12:23:30	SKS	271.53	104.99	39.00	27.50	1.02	0.93	Split	Bon
MBC	1997-05-21	14:10:28	SKS	247.23	76.81	40.00	17.50	0.65	0.18	Split	Excellent
MBC	1997-05-25	23:22:32	SKS	234.51	64.37	35.00	21.50	0.35	0.29	Null	Bon
MCF	2010-07-29	07:31:56	SKS	341.72	171.25	77.00	45.25	2.10	1.00	Null	Excellent
PINU	2001-05-25	05:06:08	SKS	351.14	350.73	-82.00	13.00	0.75	0.26	Split	Excellent
PINU	2002-06-30	21:29:36	SKS	275.25	92.80	-10.00	22.50	0.52	0.47	Null	Excellent
PINU	2003-07-25	09:37:47	SKS	310.65	120.97	77.00	14.25	0.67	0.12	Split	Bon
PINU	2003-07-27	11:41:27	SKS	167.92	169.56	-7.00	1.75	3.65	0.28	Null	Excellent
PINU	2004-01-25	11:43:10	SKS	270.75	90.78	-11.00	25.75	1.35	0.99	Null	Bon
PINU	2005-02-05	12:23:18	SKS	338.27	328.49	-89.00	9.25	0.75	0.11	Split	Excellent
PINU	2006-03-31	21:14:45	SKS	335.00	331.85	-85.00	15.75	0.95	0.22	Split	Excellent
PINU	2006-05-16	15:28:29	SKS	5.15	187.09	8.00	23.25	4.00	0.47	Null	Excellent
PINU	2007-07-26	05:40:18	SKS	333.79	335.19	-70.00	9.00	1.12	0.08	Split	Excellent
RES	1992-10-15	22:37:09	SKS	274.21	98.85	-1.00	4.00	1.40	0.30	Split	Excellent
RES	1992-10-23	13:04:41	SKS	290.40	105.00	19.00	24.75	4.00	0.98	Null	Excellent
RES	1993-04-24	09:54:19	SKS	260.63	86.78	-28.00	19.00	0.68	0.28	Split	Excellent
RES	1993-05-24	23:51:20	SKS	153.77	339.22	-31.00	45.25	1.00	1.00	Null	Bon
RES	1993-05-24	23:51:26	SKS	153.65	339.88	-29.00	15.00	1.20	0.53	Null	Bon
RES	1994-03-09	23:28:04	SKS	258.95	81.10	-59.00	19.50	0.45	0.21	Split	Excellent

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
RES	1994-04-29	07:11:29	SKS	151.38	332.14	-40.00	15.75	1.05	0.39	Null	Bon
RES	1994-05-10	06:36:28	SKS	151.24	336.01	-32.00	25.00	1.08	0.61	Null	Excellent
RES	1994-08-19	10:02:51	SKS	151.28	333.46	-40.00	24.25	0.68	0.36	Null	Bon
RES	1995-04-07	22:06:59	SKS	255.01	70.36	-88.00	20.75	1.33	0.57	Split	Excellent
RES	1995-04-13	02:34:36	SKKS	270.81	88.18	-57.00	17.25	0.80	0.26	Split	Bon
RES	1995-04-13	02:34:36	SKS	270.81	98.97	-12.00	18.75	0.85	0.32	Split	Excellent
RES	1995-06-24	06:58:08	SKS	289.50	102.31	17.00	1.25	3.85	0.19	Null	Excellent
RES	1995-06-29	12:24:02	SKS	270.27	100.10	-5.00	11.00	1.18	0.41	Split	Excellent
RES	1995-12-25	04:43:23	SKKS	313.50	311.45	-63.00	4.25	1.62	0.29	Split	Excellent
RES	1995-12-25	04:43:23	SKS	313.50	311.35	-64.00	21.75	1.58	0.59	Split	Excellent
RES	1996-02-17	14:21:20	SKKS	308.13	313.95	-60.00	19.75	2.12	0.68	Null	Bon
RES	1996-02-28	09:44:09	SKKS	318.24	307.31	-83.00	17.50	0.73	0.21	Split	Bon
RES	1996-02-28	09:44:09	SKS	318.24	311.36	-77.00	15.75	0.78	0.23	Split	Excellent
RES	1996-03-17	14:48:57	SKS	273.55	98.18	-6.00	22.50	0.95	0.49	Split	Excellent
RES	1997-04-05	12:23:30	SKS	295.21	294.30	-71.00	2.25	1.68	0.36	Null	Excellent
RES	1997-05-25	23:22:32	SKKS	256.19	86.94	-32.00	19.25	0.73	0.32	Split	Excellent
RES	1997-10-14	09:53:11	SKS	256.12	75.75	-86.00	21.00	1.10	0.53	Split	Excellent
RES	1997-10-14	09:53:11	SKKS	256.12	77.30	-58.00	18.25	0.73	0.22	Split	Excellent
RES	1997-11-28	22:53:42	SKS	154.70	145.06	-29.00	26.00	4.00	0.99	Null	Excellent
RES	1998-03-29	19:48:12	SKS	259.56	84.83	-54.00	20.25	0.45	0.26	Split	Excellent
RES	1998-10-08	04:51:40	SKS	157.40	143.44	-29.00	24.75	4.00	0.24	Null	Bon
RES	1999-04-03	06:17:16	SKS	158.59	156.32	75.00	23.75	1.18	0.79	Null	Excellent
RES	2000-02-06	11:33:56	SKS	291.95	294.98	-75.00	2.50	1.48	0.19	Null	Excellent
RES	2000-04-23	09:27:23	SKS	151.13	335.17	-37.00	15.50	0.65	0.29	Null	Excellent
RES	2000-05-06	13:44:14	SKS	276.33	98.92	-2.00	6.75	0.75	0.26	Split	Excellent
RES	2000-05-12	18:43:15	SKS	153.97	150.64	69.00	25.00	0.85	0.77	Null	Excellent
RES	2000-06-16	07:55:35	SKKS	158.23	167.30	74.00	45.25	4.00	1.00	Null	Excellent
RES	2001-01-09	16:49:29	SKS	273.59	97.86	-8.00	23.50	0.82	0.96	Split	Bon
RES	2001-04-28	04:49:51	SKS	257.50	85.25	-28.00	12.25	0.80	0.23	Split	Excellent
RES	2001-05-25	05:06:08	SKKS	333.19	346.30	-43.00	4.75	1.93	0.16	Split	Bon
RES	2001-05-25	05:06:08	SKS	333.19	330.89	-58.00	9.00	1.43	0.31	Split	Excellent
RES	2001-06-29	18:35:50	SKS	153.02	147.85	-26.00	45.25	3.75	1.00	Null	Excellent
RES	2001-07-01	01:46:06	SKS	290.40	293.20	-76.00	2.00	1.25	0.15	Null	Excellent
RES	2001-07-24	05:00:08	SKS	155.79	146.92	-29.00	45.25	4.00	1.00	Null	Excellent
RES	2001-11-05	23:07:10	SKS	259.81	90.22	-28.00	16.00	0.60	0.24	Split	Bon
RES	2002-06-30	21:29:36	SKKS	259.91	83.34	-53.00	10.25	0.80	0.09	Split	Excellent

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
RES	2002-06-30	21:29:36	SKS	259.91	83.97	-26.00	14.50	0.82	0.28	Split	Excellent
RES	2002-08-09	13:31:04	SKS	257.19	87.77	-20.00	6.75	1.45	0.29	Split	Bon
RES	2002-09-08	18:44:23	SKS	300.49	295.94	-67.00	45.25	2.62	1.00	Null	Excellent
RES	2003-03-10	02:09:38	SKKS	317.10	310.45	-76.00	18.25	0.75	0.24	Split	Excellent
RES	2003-03-10	02:09:38	SKS	317.10	320.90	-58.00	8.25	1.38	0.29	Split	Excellent
RES	2003-05-13	21:21:14	SKKS	272.44	97.76	-8.00	19.75	0.80	0.39	Split	Bon
RES	2003-05-13	21:21:14	SKS	272.44	93.73	-22.00	19.25	0.57	0.25	Split	Excellent
RES	2003-05-26	23:13:31	SKS	321.41	320.38	-63.00	4.25	1.12	0.12	Split	Excellent
RES	2003-07-27	02:04:11	SKKS	256.27	89.44	-26.00	8.75	0.88	0.16	Split	Bon
RES	2003-07-27	02:04:11	SKS	256.27	250.02	85.00	22.75	0.85	0.39	Split	Excellent
RES	2003-07-27	11:41:27	SKS	151.99	338.92	-29.00	21.25	1.05	0.98	Null	Excellent
RES	2004-01-25	11:43:10	SKS	255.21	72.40	-89.00	25.75	0.93	0.54	Split	Excellent
RES	2006-03-31	21:14:45	SKS	318.25	318.51	-62.00	10.00	1.20	0.29	Split	Excellent
RES	2006-08-25	00:44:46	SKKS	154.29	144.61	66.00	23.25	1.50	0.63	Null	Bon
RES	2006-08-25	00:44:46	SKS	154.29	337.36	-36.00	7.00	1.00	0.28	Null	Bon
RES	2008-09-03	11:25:14	SKS	151.14	328.07	-45.00	19.00	0.68	0.31	Null	Bon
RES	2008-09-29	15:19:30	SKS	254.51	73.78	-82.00	20.50	0.95	0.57	Split	Bon
RES	2010-07-21	09:16:05	SKS	316.43	304.63	-85.00	12.25	0.68	0.14	Split	Bon
RES	2011-01-01	09:56:58	SKS	151.19	329.28	-42.00	22.75	0.78	0.53	Null	Excellent
RES	2012-03-21	22:15:05	SKS	296.73	104.07	18.00	45.25	4.00	1.00	Null	Excellent
RES	2012-04-28	10:08:07	SKS	255.18	76.34	-76.00	19.75	0.88	0.40	Split	Excellent
RES	2012-06-23	04:34:53	SKS	346.93	341.05	-57.00	10.25	0.98	0.12	Split	Bon
RES	2012-07-06	02:28:22	SKS	273.53	100.89	-3.00	18.50	1.08	0.41	Split	Excellent
RES	2012-08-26	15:05:37	SKS	317.62	313.46	-67.00	11.00	1.18	0.29	Split	Excellent
RES	2012-12-21	22:28:08	SKS	273.68	98.01	-15.00	13.00	0.57	0.19	Split	Bon
RES	2013-04-20	04:51:12	SKS	312.59	311.74	-62.00	4.00	2.75	0.26	Null	Bon
RES	2013-11-23	07:48:32	SKS	257.39	86.13	-42.00	28.00	0.78	0.54	Split	Bon
RES	2014-01-01	16:03:29	SKS	273.85	103.49	2.00	2.00	2.03	0.20	Split	Bon
RES	2014-03-05	09:56:57	SKS	271.11	102.70	6.00	2.00	1.83	0.32	Split	Excellent
RES	2014-04-13	12:36:19	SKS	279.57	99.54	-6.00	23.25	0.55	0.79	Null	Bon
RES	2014-05-01	06:36:35	SKKS	268.63	96.66	-5.00	7.75	1.45	0.50	Split	Bon
RES	2014-05-07	04:20:33	SKS	287.77	97.94	-78.00	23.25	4.00	0.34	Null	Excellent
RES	2014-06-14	11:10:59	SKKS	353.47	355.74	-32.00	9.75	1.62	0.26	Split	Excellent
RES	2014-06-14	11:10:59	SKS	353.47	353.32	-29.00	7.00	0.88	0.16	Split	Bon
TQF	2010-07-12	00:11:21	SKS	171.78	181.96	72.00	15.50	1.25	0.43	Null	Excellent
TQF	2010-07-23	23:15:10	SKS	340.03	341.53	-30.00	45.25	0.80	1.00	Split	Bon

Station	Évènement			Azimut- arrière (°)	Polarisation de la source (°)	ϕ (°)	$\Delta\phi$ (°)	δt (s)	$\Delta\delta t$ (s)	Type	Qualité
	Date	Heure	Phase								
TQF	2010-07-29	07:31:56	SKS	339.92	351.80	-25.00	15.25	1.08	0.44	Split	Bon
TQF	2010-08-04	07:15:33	SKS	315.38	320.28	-65.00	16.50	0.50	0.19	Split	Excellent
TQF	2011-06-13	14:31:22	SKS	336.61	336.57	-74.00	16.50	0.33	0.11	Split	Excellent
TQF	2011-07-29	07:42:22	SKKS	279.47	104.28	88.00	24.75	0.68	0.99	Null	Bon
TQF	2011-09-03	22:55:40	SKS	290.16	96.73	20.00	4.25	2.60	0.29	Null	Bon
TQF	2011-09-05	17:55:12	SKS	5.17	13.35	-16.00	20.25	0.73	0.36	Split	Excellent
WHI	2011-07-29	07:42:22	SKS	282.96	288.43	-77.00	45.25	3.15	1.00	Null	Excellent
WHI	2011-08-30	06:57:41	SKS	338.68	156.50	27.00	20.25	0.55	0.34	Split	Excellent
WHI	2011-09-05	17:55:12	SKS	7.86	12.64	9.00	1.50	1.62	0.39	Null	Excellent
WHI	2012-04-28	10:08:08	SKKS	278.17	103.83	23.00	45.25	0.77	1.00	Null	Bon
WHI	2012-04-28	10:08:08	SKS	278.17	106.26	12.00	45.25	1.92	1.00	Null	Excellent

RÉFÉRENCES ET BIBLIOGRAPHIE

Références

Adams, J. et Basham, P., 1991. The seismicity and seismotectonics of eastern Canada. *Geological Survey of Canada, Geophysics Division. The Geology of Canada. Decade Map Volume 1.*

Alsina, D. and Snieder, R., 1995. Small scale sublithospheric continental mantle deformation: Constraints from SKS splitting observations. *Geophysical Journal International*, 123, 431-448.

Argus, D.F., R.G. Gordon, M.B. Heflin, C. Ma, R.J. Eanes, P. Willis, W.R. Peltier, and S.E. Owen, 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of the Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 18, 1-48.

Barruol, G., Helffrich, G. et Vauchez, A., 1997. Shear wave splitting around northern Atlantic: Frozen Pangean lithospheric anisotropy? *Tectonophysics* 279, 135-148.

Bastow, I. D., Thompson, D. A., Wookey, J., Kandall, J.-M., Helffrich, G., Snyder, D. B., Eaton, D. W., Darbyshire, F. A., 2011. Precambrian plate tectonics: Seismic evidence from northern Hudson Bay, Canada. *Geological Society of America, Geology*, 39, 91-94.

Bokermann, G.H.R et Wüstefeld, A., 2009. Comparing crustal and mantle fabric from the North American craton using magnetic and seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 355-364.

Bormann, P., Engdahl, B. et Kind, R., 2012. Seismic Wave Propagation and Earth models. Chapitre 2 de Bormann, P. (Ed.) (2012). *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)*. IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, 2, p.60.

Bostock, M. G. et Cassidy, J. F., 1995. Variation in SKS splitting across western Canada. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 1, 5-8.

Brune, J. et Dorman, J., 1963. Seismic waves and earth structure in the Canadian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53, 167-210.

Buchbinder, G.G.R., 1963. Crustal Structure in Arctic Canada from Rayleigh Waves. *Transaction of the Royal Society of Canada. Vol. 1, serie IV, section III*, p.333-355.

Darbyshire, F.A., 2003. Crustal structure across the Canadian High Arctic region from teleseismic receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 152, 372-391.

Darbyshire, F.A., 2005. Upper mantle structure of Arctic Canada from Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics*, 405, 1-23.

Darbyshire, F.A., Eaton, D.W. et Bastow, I.D., 2013. Seismic imaging of the lithosphere beneath Hudson Bay: episodic growth of the Laurentian mantle keel. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 179-193.

Davidson, C., Schmid, M. et Hollister, L. S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6, 133-142.

Davies, G. R. et Nassichuk, W. W., 1991. Carboniferous and Permian history of the Sverdrup basin, Arctic islands. *Geology of Canada, volume 3, édité par Trettin, H. P., Commission Géologique du Canada*, 345-367.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. et Stein S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Døssing, A. et al, 2013a. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province – Results of the new aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 363, p. 219-230.

Døssing, A. et al, 2013b. New-aero-gravity results from the Arctic : Linking the latest Cretaceous-early Cenozoic plate kinematics of the North Atlantic and the Arctic Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, p.4444-4465.

Eaton, D.W., Darbyshire, F.A., Evans, R.L., Grütter, H., Jones, A.G., Yuan, X., 2009. The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109, 1-22.

Embry, A. F., 1991. Mesozoic history of the Arctic Islands, in *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada, volume 3, édité par Trettin, H. P., Commission Géologique du Canada, chap. 14, 371-433.*

Evans, M. S., Kendall, J.-M. et Willemenn, R. J., 2006. Automated SKS splitting and upper-mantle anisotropy beneath Canadian seismic stations. *Geophysical Journal International*, 165, 931-942.

Evans, S., Jones, A.G., Spratt, J. et Katsube, J., 2005. Central Baffin electromagnetic experiment (CBEX): Mapping the North American Central Plains (NACP) conductivity anomaly in the Canadian arctic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 107-122.

Forte, A. M., Moucha, R., Simmons, N. A., Grand, S.P. et Mitrovica, J. X., 2010. Deep-mantle contribution to the surface dynamics of the North American continent. *Tectonophysics*, 481, 3-5.

Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., 2010. Joint seismic-geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 329-341.

Fouch, M. J. et Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158, 292-320.

Gaherty, J. B. et Jordan, T. H., 1995. Lehman discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents. *Science*, 268, 1468-1471.

Gaina, C., Werner, S.C., Saltus, R. et Maus, S., (2011). Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. *Geological Society, London, Memoirs* 35, 39-48.

Gaina, C., Medvedev, S., Torsvik, T. H., Koulakov, I. et Werner, S. C., 2014. 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models. *Surveys in Geophysics*, 35, 1095-1122.

Goldstein, P. et A. Snoke, 2005, "SAC Availability for the IRIS Community", *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*.

Gripp, A. E. et Gordon, R. G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17, 1109-1112.

Gripp, A.E., et R.G. Gordon, 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150, 321-361.

Harrison, J.-C., St-Onge, M.-R., Petrov, O.V., Strelnikov, S.I., Lopatin, B.G., Wilson, F.H., Tella, S., Paul, D., Lynds, T., Shokalsky, S.P., Hults, C.K., Bergman, S., Jepsen, H.F. et Solli, A., 2011. *Geological Survey of Canada, "A" Series Map 2159A*.

Harrison, J.C. et de Freitas, T.A., 2007. Geology, Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Nunavut, *Geological Survey of Canada, "A" Series Map 2104A*.

Hearn, T. M., 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States. *Journal of Geophysical Research*, 101, 8403-8414.

Helffrich, G., Silver, P. et Given, H., 1994. Shear-wave splitting variation over short spatial scales on continents. *Geophysical Journal International*, 119, 561-573.

Jackson, H. R., Dickie, K. et Marillier, F., 1992. A seismic reflection study of northern Baffin Bay. Implication for tectonic evolution. *Canadian Journal of Earth Science*, 29, 2353-2369.

Jakobsson, M. et al, 2012. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0, *Geophysical Research Letters*, 39, L12609.

Keen, C. E., Barret, D. L., Manchester, K. S. et Ross, D. I., 1972. Geophysical studies in Baffin Bay and some tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Science*, 9, 239-256.

Kellet, R. L., Barnes, A. E. et Rive, M., 1994. The deep structure of the Grenville Front: a new perspective from western Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, 31, 282-292.

Maupin, V., 1994. On the possibility of anisotropy in the D'' layer as inferred from the polarisation of diffracted S waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87, 1-32.

Kendall, J. M. and Silver, P. G., 1996. Constraints from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle. *Nature*, 381, 409-412.

Kendall, J. M., 1994. Teleseismic arrivals at mid-ocean ridge: effects of mantle melt and anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 21, 301-304.

Li, A., Forsyth, D. W. et Fisher, K. M., 2003. Shear velocity structure and azimuthal anisotropy beneath eastern North America from Rayleigh wave inversion. *Journal of Geophysical Research*, 1080, article 2362.

Mainprice, D. et Silver, P. G., 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 257-280.

Mareschal, M., Kellet, R. L., Kurtz, R. D., Ludden, J. N., Ji, S. et Bailey, R. C., 1995. Archean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy. *Nature*, 375, 134-137.

Margheriti, L., Lucente, F. P. et Pondrelli, S., 2003. SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2218.

Menke, W. et Levin, V., 2003. The cross-convolution method for interpreting SKS splitting observations, with application to one and two-layer anisotropic earth models. *Geophysical Journal International*, 154, 379-392.

Oakey, G. N., Ekholm, S. et Jackson, H. R., 2001a. Physiography of the Davis strait region. Canadian and Greenland arctic. *Donnée libre, 3933B, scale 1:1500000, Commission Géologique du Canada, Ottawa, Ontario.*

Oakey, G. N. et Chalmers, J. A., 2012. A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstruction of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B10401.

Oakey, G. N. et Stephenson, R., 2008. Crustal structure of the Innuitian region of Arctic Canada and Greenland from Gravity modelling: implication for the Palaeogen Eureka orogen. *Geophysical Journal International*, 173, 1039-1063.

Restivo, A. et Helffrich, G., 2006. Core-mantle boundary structure investigated using SKS and SKKS polarization anomalies. *Geophysical Journal International*, 165, 288-302.

Rondenay, S., Bostock, M. G., Hearn, T. M., White, D. J., Wu, H., Sénéchal, G., Ji, J., Mareschal, M., 2000. Teleseismic studies of the lithosphere below the Abitibi-Grenville Lithoprobe transect. *Canadian Journal of Earth Science*, 37, 415-426.

Savage, M. K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37, 65-106.

Savage, M. K. et Silver, P. G., 1993. Mantle deformation and tectonics: constraints from seismic anisotropy in the western United-States. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 207-227.

Schaeffer, S. et Lebedev, S. 2014. Imaging the North American continent using waveform inversion of global and USArray data. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 26-41

Sénéchal, G., Rondenay, S., Marechal, M., Guilbert, J. et Poupinet, G., 1996. Seismic and electrical anisotropies in the lithosphere accross the Grenville front. *Geophysical Research Letters*, 23, 2255-2258.

Silver, P. G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 385-452.

Silver, P. G. et Chan, W. W., 1988. Implication for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, 335, 34-39.

Silver, P. G. et Chan, W. W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research*, 96, 16429-16454.

Silver, P. G. et Kaneshima, S., 1993. Constraints on mantle anisotropy beneath Precambrian North America from a transportable teleseismic experiment. *Geophysical Research Letters*, 20, 1127-1130.

Silver, P. G., Mainprice, D., Ismail, W. B., Tommasi, A. et Barruol, G., 1999. Mantle structural geology from seismic anisotropy. *The Geochemical Society, Special Publication* #6.

Silver, P. G. et Savage, M. K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, 119, 949-963.

Simmons, N. A., Forte, A. M. et Grand, S. P., 2009. Joint seismic, geodynamic and mineral physical constraints on three-dimensional mantle heterogeneity: Implication for the relative importance of thermal versus compositional heterogeneity. *Geophysical Journal International*, 177, 1284-1304.

St-Onge, M.R., Harrison, J.C., Paul, D., Tella, S., Brent, T.A., Jauer, C.D., and Maclean, B.C., 2015. Tectonic map of Arctic Canada. *Geological Survey of Canada, Canadian Geoscience Map 187 (preliminary), scale 1:4 000 000.*

Teanby, N. A., Kendall, J.-M. et van der Baan, M. 2004. Automation of shear-wave splitting measurements using cluster analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 453-463.

Trabant, C., A. R. Hutko, M. Bahavar, R. Karstens, T. Ahern and R. Aster (2012). Data products at the IRIS DMC: stepping-stones for research and other application. *Seismological Research Letters*, 83, 846-854.

Trettin, H. P., 1989. The Arctic Islands (chapitre 13). *Geology of North America, An Overview, Geological Society of America, volume A*, 349-370,

Wickens, A.J., 1971. Variations in lithospheric thickness in Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 1154-1162.

Wickens, A. J. et Pec, K., 1968. A crust-mantle profile from Mould Bay, Canada, to Tucson, Arizona. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1821-1831.

Whittaker, R. C. et Hamann, N. E., 1995. The Melville Bay area, North-West Greenland-the first phase of petroleum exploration. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Bulletin*, 165, 28-31.

Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A. et Usenko, Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle. *Geophysical Journal International*, 111, 433-447.

Walsh, E., Arnold, R. et Savage, M. K., 2013. *Silver and Chan revisited. Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118, 5500–5515.

Wolfe, C. J. et Silver, P. G., 1998. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: shear wave splitting methodologies and observations. *Journal of Geophysical Research*, 103, 749-771.

Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Barruol, G. et Montagner, J.-P., 2009. Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176, 198-212.

Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C. et Barruol, G., 2008. SplitLab: A shear-wave splitting environnement in Matlab. *Computers and Geosciences* 34, 515-528.

Wüstefeld, A., Al-Harrasi, O., Verdon, J., Wookey, J. et Kendall, J.-M., 2010. A strategy for automated analysis of passive microseismic data to image seismic anisotropy and fracture characteristics, *Geophysical Prospecting*, 58, 755–773.

Wüstefeld, A. et Bokelmann, G., 2007. Null Detection in Shear-Wave Splitting Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol 97, 1204 – 1211.

Webographie

Base de données Montpellier Shear Wave Splitting Database.

Récupéré de <http://ds.iris.edu/spud/swsmeasurement>

CGC, Commission Géologique du Canada.

Récupéré de <http://www.mcan.gc.ca/sciences-terre/sciences/geologie/cgc/17101>

GMT, Generic Mapping Tools.

Récupéré de <https://www.soest.hawaii.edu/gmt/>

IBCAO, International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean.

Récupéré de <http://www.ibcao.org>

IRIS, Incorporated Research Institutions for Seismology.

Récupéré de <http://www.iris.edu/hq/>

UNAVCO, consortium d'université pour la recherche en géoscience et géodésie. Référence et calcul de mouvement des plaques (APM). *Récupéré de :*

<https://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>